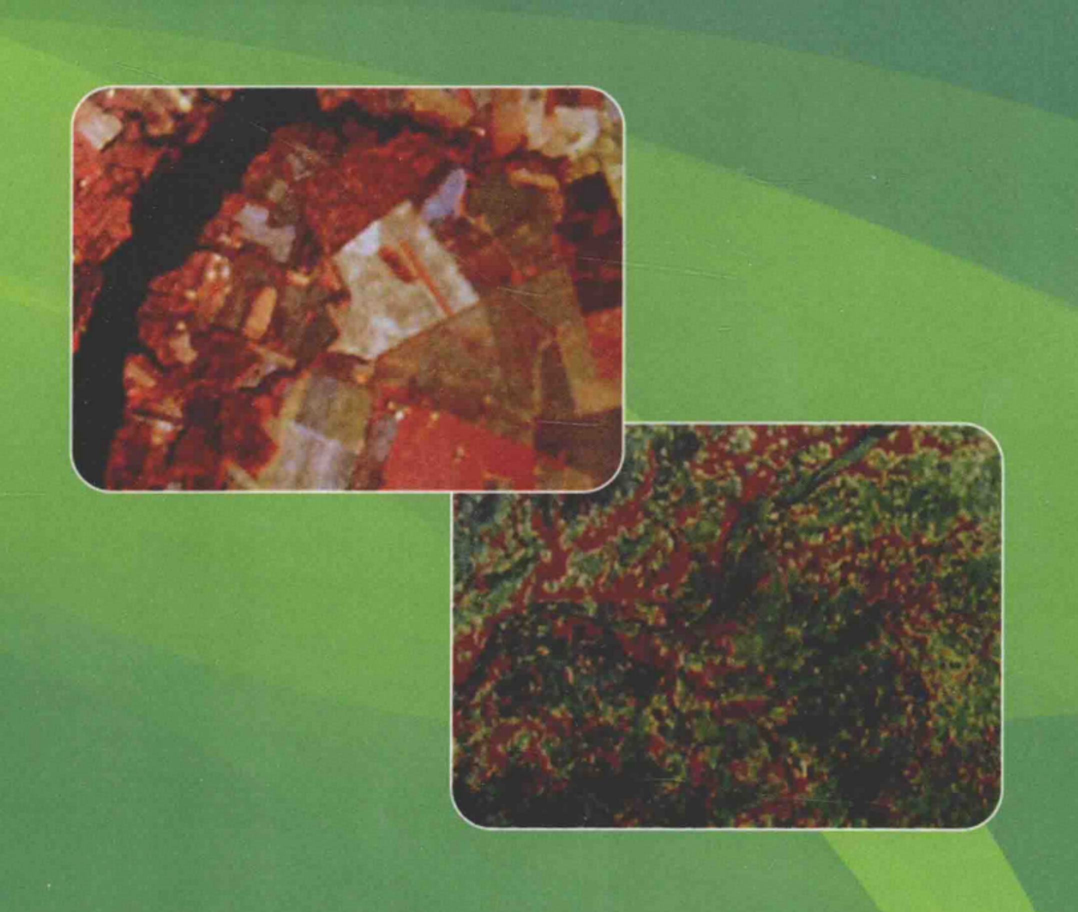
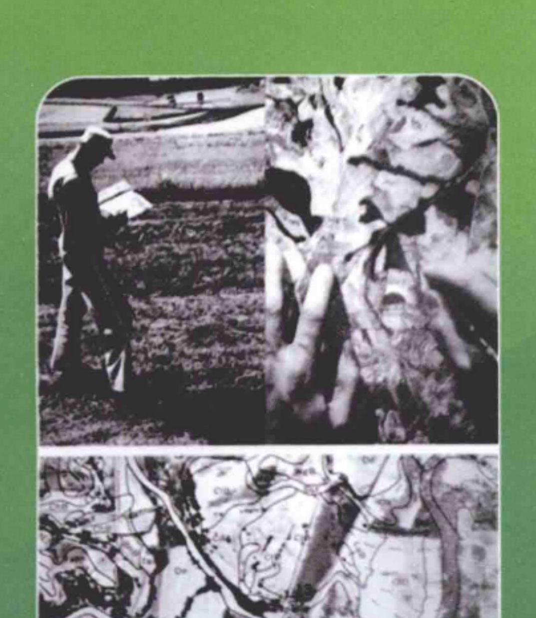
建筑 生物 环境土壤学和论文

编译：孟昭甫　张民



香港四季出版社







ISBN 978-988-8353-74-3

9 789888 353743

定价：50元

建筑、生物、环境土壤学和论文

图书编目数据

建筑、生物、环境土壤学和论文/孟昭甫、 张民　编译.——四季出版有限公司,
四季出版社 2016.7

ISBN 978-988-8353-74-3

Ⅰ. 建…　　Ⅱ.孟、张…　　Ⅲ.①土壤类

出品人：孟昭甫, 张民　　**责任编辑：**王 刚

设　计：李 敏　　**执行编辑：**刘 鑫

校　对：沈 海　　**发　　行：**四季出版有限公司

出版者：四季出版有限公司

出版社：四季出版社

地　址：香港九龙南昌街 148-154 号宝昌大楼 3 字楼 E 室

印　刷：四季出版有限公司

开　本：16 开

字　数：400 千字

册　数：~~1-1000册~~ 1-20册

版　次：2016 年 7 月第一版

印　次：2016 年 7 月第一次

定　价：50 元

作者电话 15253182391

电子邮箱　Mzf0531@126.com

目 录

I．序

土壤是农业最基本的生产资料，同时也是地球生态系统的核心组成部分。中国是一个农业大国，有5000年悠久的农业历史，自古以来信奉“民以食为天，食以土为本”格言。土壤学不仅是农业院校最大的基础课程之一，也是资源环境专业的骨干课程，是农林院校中受教学生最多的重要课程之一。在其他院校中涉及地理、生态、环境以及植物生产类的专业也讲授土壤学知识。

美国土壤学会会士　土壤学博士　中国农业大学教授　博导　李保国

II...内容简介

建筑、生物、环境土壤学**是目前中国大陆应用较多的土壤学双语教材,它的英文原版为:**[NYLE. C. BRADY.　The　Nature　and　Properties　of　soils　]。中文译文为: 土壤的本质和性状。其原版也是中国台湾地区（省）中兴大学土壤环境科学系和美国多所大学土壤学的教科书。

建筑、生物、环境土壤学，以下简称环境土壤学,始终贯穿环保这条主线，理论性和实践性都很强。主要特征，具有大量的图片和照片，**如本教材一开始的第一章就谈到了土壤可分为自然土壤和农业土壤**,自然土壤是把土壤作为自然体来研究，它不对过去和现在的实际利用感兴趣，自然土壤的研究，试验和土壤分类是依据它们发生的自然环境，自然土壤的研究结果，可以用作公路，建筑工程和农业。这里就总结了土壤的建筑,生物和环境中的用途,说明土壤既是生产资料,又是地球物质承载的客体，以后多章，又谈到土壤既有生物的化学性质，和有承载的物理性质,包括力学性质,收缩膨胀性质，所以建筑设计中地基深度设计要有一定标准，这里除了承重压力外，还有一个根本的原因，那就是土壤粘粒的性质，粘粒的收缩膨胀性对搂房根基的损坏，另外温度对土壤的作用，第六章谈到“冻拔“对屋基的作用，这对北方农房特重要，北方农房地基深度一定要设计在冻层以下就是这个道理。

农业土壤[Edapholog　来(自希腊词 edaphos，意思是土壤或土地)]，农业土壤研究的着眼点是高等植物，农业土壤认为，土壤的不同性质，反应植物的生产力，它们的实践是以产粮食，纤维为最后目标，为获得这些目标，农业工作必需按照生产的不同季节，并寻找生产力的保持方法。

第四章矿质土壤中，在4．15工程学意义中，措出：土壤物理性质对土壤和土壤材料的非农业用途有同样重要的作用。例如物理性质极大地决定了土壤材料用于公路路基，还有房屋和其他建筑用途的基础，如作为土造水库的堤坝的材料，和其它的工程用途。

后来把土壤结构类型实地照片写进教材，让学生一目了然，如同正在野外实习一样，也和看到标本一样，让学生永远记在心中，又如**第七章土壤胶体的本质与实际意义一章，**胶体结构图照片，是实际高倍电镜照片，看了这些照片如同让人用放大镜进入胶体结构森林一样清淅在目。在本章7．15胶体的物理性质一节谈到，土壤胶体的物理性质非常广泛，包括可塑性、粘结性、膨胀性、收缩性、分散性和凝聚作用，这些性质极大地影响着土壤农业和非农业的用途和利用限制。本节的土壤塑性还谈到，尽管塑性极限在农业上有重要用途，但在承载强度的工程土壤分类上有特别重要的意义，如修建公路路基。很明显，土壤趋于流动，这样的土壤就不适于建筑公路路基。

II...内容简介

本教材比较全面介绍了土壤环保的基本理论和实践，教材中从土壤的概念入手,谈到来农民,家庭主妇,庄园主,矿产工程师,以及土壤科学家对土壤概念有不同的看法。到土壤胶体将土壤科学带到高潮,第八章的土壤反应是土壤胶体这一章(第七章)的具体应用,在土壤反应一章中将一般好土、盐土、酸性土、碱性土用 PH、EC、SAR 和 ESP 说出它们的本质区别。

另外本教材，突出一个特点，就是结合人类健康，书中始终贯彻环保这个主线，从第一章的第一个图，展现在人们面前的是一片环保绿色的玉米地，第四章和多章就展现了从小麦收获到大豆种植的保护性耕作，如从免耕法的由来主要是环境科学的需要,防止水土流失、,防止化肥农药污染水源,包括饮用水,并对比了不同免耕法的效果。第六章土壤水中就以大篇幅讲氧气对作物的作用，第八章土壤反应讲述了 PH 对作物、对土壤的影响，对建筑专业的绿化非常重要，酸碱度是适地适树的基。 当然第九、十章完全讲的是生物的生态学和环境二氧化碳循环，第十一章、十二、十三都以大量篇幅讲述了养分在植物、动物、人类循环中的得失，第十四章土壤水分的损失和调节，是人类生存环境的调节，第十五章土壤侵蚀和侵蚀控制更是说出了人类环境的根本问题，第十七章厩肥和垃圾循环更是说出门了当前迫切需要解决的问题，特别是作者绘出了我国南方某些地区建立的“桑基鱼塘”模式图，供分享良性循环农业并学习之，第十八章土壤和化学污染则全部讲述人类生存环境，其中讲述了及不被人们注意的酸雨问题和放射元素的问题，特别是土壤中放射元素氡，提醒人们不要长久住在地下室里，当然多章也谈到温室效应,海平面上升和冰川融化问题。这些都涉及人类生存环境,需要引起人类的注意,需要保护环境。本书从浅入深将从未接触到土壤科学的人们带入到建筑,生物,环境土壤学的大厦。

第一章 土壤就在我们身边

人们依赖土壤，同样好土也依赖人们对它们的利用，土壤是植物生长的自然体，它们是保证农业成功的起点。

土壤对人类还有其它的意义，土壤是房屋和工厂的基础，并决定着这一基础是否适宜，土壤是铁路和公路的路基，并决定着这些干线的使用年限。土壤常用来吸附来自居民，工业和动物饲养场和污水系统的垃圾,遗憾的是，土壤的不当利用，又无保护措施,可将土壤冲刷进入河流，后来可以在市政水库沉积，危害水质，短期内库就会报废，因此，土壤对城市居民和农业一样重要。

昌盛的文化，总是依赖于好的土壤，尼罗河古王朝的兴旺是出自河谷沃土，那里拥有粮食生产能力和灌溉系统；同样，美索不达米亚的底格里斯河和幼发拉底河，以及印度的印度河，以及中国的长讧和黄河流域肥沃的河谷土壤都是文化繁荣的地方，由于自然泛滥，肥力不断更新，以致这些谷地土壤能够持续提供丰富的粮食，这里能够建立起稳定的社会，甚至城市；这和游牧部落的移迁社会成鲜明对照。

正如好的土壤能帮助建立繁荣的文化一样，土壤的破坏和管理失误能够促成文化的衰落，河流上游砍伐森林，导致侵蚀和表土流失，幼发拉底河和底格里斯河谷，精心建设的灌溉系统不能保持，结果造成有害盐分的累积，使一度高产土壤变成裸地和造成减产。原来河谷最适之处的城市瓦解了，人们迁往他乡。

历史提供的教训，并没有引起现代社会经常的注意，美国早在移民安居后强烈进行农业生产的第一个百年期间(1840-1940)，滥用土地资源，就是一个例子。至于现在，许多人对土壤的长远利益仍然认识不足，因为他们对土壤认识的极少，不懂得过去世代的价值和现在以及将来的意义。

1.1 什么是土壤？土壤的概念

对土壤缺乏关心是对什么是土壤有不同概念的原因。例如，对采矿工程师来说，土壤是覆盖在他们需要开采的岩石和矿物上部的碎屑，它是碍事的东西，必需搬走。对公路工程师来说，土壤可能是在其上建设路基的物质，它们的特性如果不适合，将需要把它搬走，并重新用岩石和砾石铺。

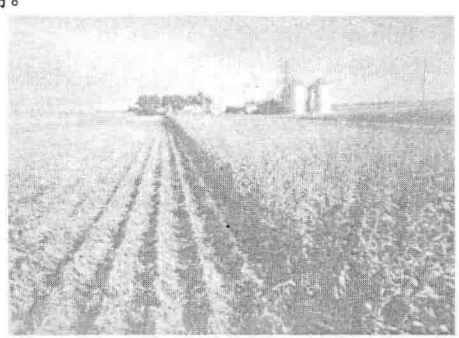


图 1.1 好的土壤意味着丰收，这是爱阿华州丰收玉米的一角，农民最明白土壤的生产价值。

研究土壤的一个重要原因是为了获得什么是土壤的一般概念和如何利用土壤，包括一些工程师如何理解什么是土壤，农民，农庄主如何理解，它还要求决策未来如何进一步保

护土壤。

对每个农庄主，认为好土壤就是肥沃，黑色，疏松的。相反“ 硬粘土” 能防碍花园，菜园整畦，就是坏土。 家庭主妇能相应对土壤粘着鞋底，甚至粘着地毯的性质评价，那种土壤最脏最坏。

农民和农庄主一样，认为土壤是植物的家(图 1.1)，而且靠土壤生活，因此，致力于关切它的特性，对于农民，土壤不仅有用,而且更是不可缺少的。

1.2 土壤概念的现代发展

土壤知识来自两个根本源泉，多少世纪农民实践经验和教训的总结，再者还有土壤和土壤管理科学的研究发现。

农民的实践

从早期农业，农民认为好土和河流流域的沃土相联系，早在 4200 年前，中国人就使用一种概略的土壤图作为课税的依据，荷马在他们的<<奥德赛>>中(约公元 1000 年)，提到地里使用厩肥，圣经上提到了”粪坑” 和植物周围施用厩肥的有益措施。古希腊和古罗马的作者们描述了包括豆科作物的耕作制，和土壤中施用灰分和施用硫磺，土壤管理实践原则的进一步发展和运用，被欧洲古罗马的野蛮入侵和黑暗的封建时代所推迟。 但是，到了 17 和 18 世纪，科学咨询得到了发展，这一阶段，农业种植制度，包括土壤在内的改良也得到了科学的运用。

早期的科学研究和土壤生产力

在 17 世纪初，芬兰化学家 Jan. Baptista 和 Van. Helmont 从他们著名的 5 年生柳树试验得出结论：164 磅干物质主要来自水的提供，因为树木生长过程中，土壤重量没有减少。John Woodward，一个英国的研究者发现，泥水比雨水和河水更能促进植物生长，由此得出细土是植物生要素的结论，其他还有结论，有机质或” 腐殖质” 可被植物从土壤中吸收。在 18 世纪初期,Jethro.Tull 指出了耕作的益处，他错误地认为，搅动的土壤就会使得植物易于吸收少量的细土，所有这些说明，得出错误的结论是来自他们的观察。

直到 1834 年，法国农学家 J.BBoussingault 通过一系列田间试验证实，空气和水是植物组织碳，氢，氧的主要来源。 但他的研究被完全忽视了，直到 1840 年，著名的德国化学家李比希(J.V.Liebig) 报告发现了作物产量随土壤施入矿物质和无机元素的增加而增加，李比希提出了土壤中和所施厩肥中的矿质元素是植物生长所必需的。 李比希的研究确立的概念是，一些因素是植物生长所必需的，如果这些因素的任一受限，作物产量将会随之减少(图 1.2)，这一原则被称作最小养分律，最小养分律至今还是正确的。 并且它可以从实践的角度表示如下： 作物产量水平总是不大于那种最小的植物生长必需元素决定的产量。今天研究土壤是去探明这种最小元秦和如何消除这种对植物生长的限制。

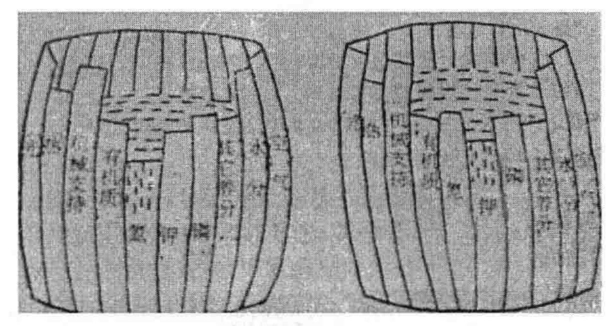


图 1.2 最小养分律示意图，该图说明作物生长是如何被最小必需元素制约的，以上每

个桶的水平代表了作产量水平。(a) 氮代表最小的元素，尽管其它元素存量高于氮量，作物产量不会高于氮允许量。(b) 当氮增加，作物产量水平上升，直至受下一个最小元素的控制，那就是钾。

李比希的实验观念

李比希的工作激励了其它的研究者，如 1855 年 J.B.Lawes 和 J.H.Gibert 和 J.H.Gilbert 在英国的洛桑斯特(Rothamsted) 试验站所作的研究证实，对谷物，氮不是象李比希设想的来自空气，而是来自土壤和加入土壤的含氮化合物。 他们对含磷化合物的发现，导致用甲酸处理磷灰石和过磷酸钙的发现，这些至今仍是磷的重要来源。土壤中氮转化的复杂性进一步阐明，直到 1856 年前没有实现，在 1856 年，土壤细菌学家发现，土壤中铵化合物转变成硝酸盐的过程。 二十年后,R.Warington 证明是自然生物过程，在 1890 年 Winogradski 分离出两组转化氮的细菌，再加 1880 年所发现的生长在豆科植物根瘤中的同化细菌，为可靠的土壤和作物管理实践提供了基础知识。

美国早期的研究 欧洲土壤肥料的研究在美国得到了应用，如弗吉尼亚一位农民 Edmund Ruffin 就懂得养分耗竭的概念，并在他的著作中 Ruffin 特别地批评了那些不爱护土壤和不补偿土壤的人。 但是，西部肥沃土地的开垦，促使一些人宁愿放弃东部耗尽的土壤，也不愿采用实际的管理措施。

1862 年美国农业部的建立，促进第一个农业试验站的诞生，和加速了土壤大田和实验室中二者的研究； 为检验欧洲科学家新发现的适用性，开始了大量的田间试验，例如，伊利偌依卅的 C.G.Hopkins 发展了基于石灰石，磷灰石和豆科植物方面有效土壤管理制度。美国农业部的 Milton Whitney 特别强调野外研究，并创建了第一个国家土壤调查体系，威斯康星的 F.H.Kiny 研究了土壤中水分的运动和贮量与扎根和作物生长的关系。

野外土壤研究

除了作物对肥料反应的大田试验外，很少注意观察大田土壤的不同特征，同样，气候对土壤的影响也受到了很大的忽视，土壤被看作只是地质残积物和植物生长养分的仓库。

在 1860 年 E.W.Hilgard 告诉人们注意气候、 植被、 岩石物质和土壤发育类型之间的关系，他认为土壤不仅是植物生长的介质，而且是动态的实体，可在野外进行研究和分类。可惜的是 Hilgard 走在了时间的前面，他的许多观念在人们再探索后才敢接受。

同一时期，以 V.V. 道库恰耶夫为代表的俄罗斯土壤学家队伍，发现了土壤中独特的水平层次与不同气候，植被和母质相联系，相同土层排列可以发现在相隔很远有相似气候和植被区域，土壤自然体的概念在俄罗斯的研究中得到了很好的发展，这和土壤分类的概念一样，都是以野外土壤特征为基础的。

俄罗斯的研究开始早在 1870 年，可惜的是直至 1914 年，俄罗斯队伍中的一个成员 K.D.Glinka 用德文发表了这些概念之后，他们才被外国的一些科学家了解，俄罗斯工作的意义，很快被美国国家土壤调查队的 G.F.Marbut 所掌握,Marbut 和它的同事们制订的全国范围的分类系统，在很大程度上是以俄罗斯的概念为基础的。 认为土壤是具有不同化学物理特性的自然体，这些化学物理性质，导致了土壤分类系统的进一步变动，这在以后的章节将要讲解。

1.3. 两个途径-----自然土壤学与农业土壤学

上节提到，经过两个世纪的科学研究，自然而然地形成了两个土壤基本概念，之一是把土壤看作自然体，即生物化学的风化和合成的自然产物，之二是把土壤看成植物的自然生境，土壤的正确研究方法也要依此为基础，这些概念说明了这两个途经，都可以用来研

究土壤-那就是所谓的自然土壤和农业土壤。

自然土壤中，开始就是土壤分类和土壤描述，这是自然土壤学(Pedolgy)　的经验,[来自希腊词(Pedon　，它的意思是土壤或泥巴)]，自然土壤是把土壤作为自然体来研究，它不对过去和现在的实际利用感兴趣，自然土壤的研究，试验和土壤分类是依据它们发生的自然环境，自然土壤的研究结果，可以用作公路，建筑工程和农业。

农业土壤[Edapholog　来(自希腊词 edaphos，意思是土壤或土地)]，农业土壤研究的着眼点是高等植物，农业土壤认为，土壤的不同性质，反应植物的生产力，它们的实践是以产粮食，纤维为最后目标，为获得这些目标，农业工作必需按照生产的不同季节，并寻找生产力的保持方法。

在本教科书中，主要着眼于农业土壤讨论，但是，也用自然土壤去扩展土壤的一般理解，如土壤的自然发生和分类，更进一步说，因为研究土壤的基本物理，化学和生物特征，同时涉及农业土壤和自然土壤，这些联系是不能完全分开的。 从如下一节，野外我们所看到的大量土壤就能说明这一点。

1.4 土壤的野外观察

好像一个柑桔果的皮，土壤是覆盖在地球上的地质物质这张皮，但是，这种覆盖不能在短时间完成，因为这张皮的含义对土壤有很大的不同，道路挖掘试验，从一个地方到另一个地方有很大的不同，然而　，　类似试验，可以确定共同的土壤特性从遥远地区土壤，可从印地安那，到夏威夷乃至到美国整个大陆。 该共同特性在下节将讨论，它们的差异在下章就会接触。

岩石上部的非固结物质就是风化层(见图 1.3)，它可以很薄，也可以 10 米厚之多，它可以是下面岩石的风化物，也可以是其它地方搬运而来，那是通过风，水和冰作用沉积在基岩上，或其它物质覆盖在基岩上，总之，风化层从一个地方到另一个地方变化很大。

风化层 1-2 米以上物质往往区别于下部物质，它们有较高的有机质含量，因为植物根系密集在这里，而植物残落物落在表面并掺入风化层，通过蚯蚓和其他动物，并进一步经过微生物变形。 而且风化层的上部经常受到的风化也强于下部物质，这些风化产物，特别是它们的垂直运动，这种上升平卧的特征称耕作层(见图 1.3 和 1.5 节)。

这上部被生物化学风化的风化层部分称耕作土壤。 它是分解和合成二者的产物,以风化和微生物腐解有机质是分解过程为例，这里又形成新物质，如一些粘粒和一些稳定的有机化合物，然后再进行平卧(层) 状特征的发育，这就是自然合成。

泛指土壤与特定土壤

泛指土壤的特征，从一个地方到另一个地方非常广泛。 例如，斜坡上的泛指土壤通常不深，并且生产力也远不如缓坡，从砂岩发育的泛指土壤多砂，生 产力也远不如石灰岩发育的泛指土壤。 发育在热带地区的泛指土壤，远不同于发育在温带区和北极区的泛指土壤。

科学家研究了这些土壤的差异，并建立了分类系统，而且认为大量的个别土壤，每个具有不同的特征，因此，特定土壤和另泛指土壤是不同，仅仅根据这些特征和性质就可以进行土壤的细分，所以，一个塞西尔粘壤,一个 马歇尔粉壤，和一个诺福克砂土就是特定个别土壤的例子，这些特定个别土壤集合起来，组成的泛指土壤覆盖了整个世界的土地面积，该术语” 土壤” 是所有特定个别土壤集合的称呼，正如” 植被” 常用来称呼所有植物一样。

1.5 土壤剖面和它的平卧呈层

在土壤纵剖面调查时，我们随时可见野外路边挖掘的墙状断面，可以看出或多或少地存在着不同层次(图 1.4)，这些断面称作剖面，并分成不同的层次，即所谓的层，每个发育良好的原状土，具有不同的剖面特征，这在土壤分类和土壤调查中非常重要，但它更重要的作用是确定如何最好的利用土地。

在最上面层或最上面的土壤剖面土层，颜色黑于较下层，这一差别是由于有机质的累积造成，来自腐解的植物根和其它的有机残落物，掺于土壤的上层，而且上层风化的强度大于下层。一些风化产物从上层淋出，这一层就是所谓的 A 土层(图 1.4)。

下层土壤有机质含量小于接近的表土层，而且它的特征是有各种物质的累积，如硅酸粒，铁铝的氧化物，石膏和碳酸钙，这些物质可来于上层向下的淋溶，也可以就地风化形成，这-层称作 B 土层(图 1.4)。

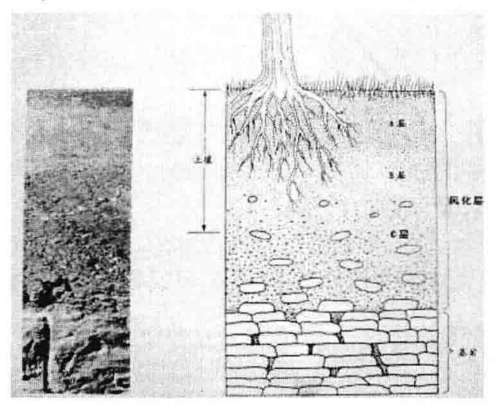


图 1.3 风化层、 土壤和下部土地基岩的相对关系，有时风化层很薄，它的上部变成了土壤，在这种情况下，土壤直接在岩石上。

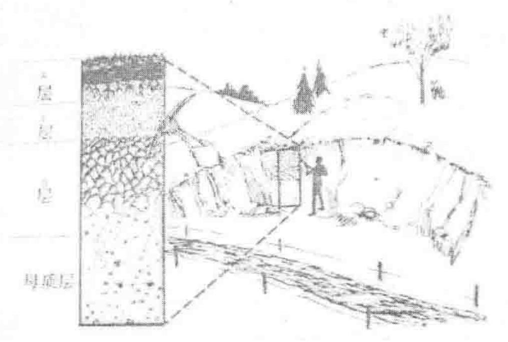


图 1.4 从野外看到的道路断面看出，这一土壤剖面具有不同土层和特征，最上层称作 A 层，它们通常具有较高的有机质含量和较暗的颜色较下层，一些成分如粘粒由渗透水的淋溶由 E 层向下移动，这一下层称作 B 层，它的特征是粘粒累积和不同的结构，正象镐所指的地方一样.A.B 和 E 层组成了土体，它不同于下部的母质，不同层的存在和特征有很大不同，由一个土壤到另一个土壤，这样，就能够将一个土壤和其它土壤相区别。

这一层既有上层又有下层的成土过程的产物，如生物化学分解，风化与合成过程。 它是土壤自然体发生过程的证据，它不同于形成自然体的母质(E 层).。

总之，这些层构成了土体(来源于拉丁文 Solum 一词，它的意思是指土壤或土地). 或构

成了土壤剖面的母质以上部分。土体的描述范围是表层以下的一定深度，温带土壤的代表性深度是 1-2 米，而且风化度较高的热带土壤还可以更深.。

土壤剖面不同层的成分总是不同的，这很容易理解，常常从一处到另一处是渐变的，要划分出界线是困难的，然而，部分土壤的不同层次是其特征，它们的性质，极大地影响着土壤的适宜性和利用。

1.6 顶土和心土

由于耕种，土壤上部 12-18 厘米(5-7 英寸) 的自然状态是可变的，这一土壤处理部分，称作表土或顶土，也称耕层。 耕层土壤经常被犁翻起或片起，农民把这一表层土壤通常称作” 顶土” 或耕层。

顶土或表土是作物根系主要发育区，它存在大量植物有效养分，并提供给植物生长的大量的水分，通过适当的耕作和有机残落物混合，顶土可以保持疏松和透气透水，并保障空气和水分的平衡，以提供植物需要，顶土很易施肥和施用石灰，以提高土壤肥力，让低生产力的土壤提高，稳定，和保持持续的经济生产力水平。

顶土层下面的土层是心土层组成的，当然从表土上面看不见心土层，这一层一般耕作不到，而且有些土地利用不受心土层特征的影响，一些作物产量由于根系扎入心土层(图 1.5)，吸收心土层贮存的水分和养分而起作用。

同样，排水向下移动有时也受不透水心土层的阻碍，过湿的影响也会防碍大多数作物的生长，心土层不透水的地区，要在建筑物位置和公路线路选择中避开。

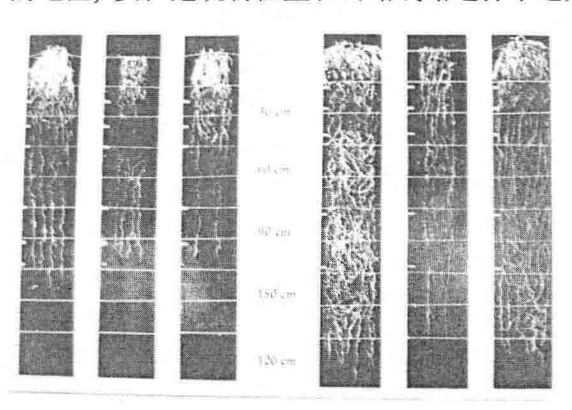


图 1.5 植物根系告诉我们，土壤特征和土壤处理的扎根情况，左边土没施化肥和作物残落物，右边既施肥又施作物残落物。

这些观察具有实际意义，因为心土层和顶土层不同，不正常的心土层还会造成大量居民移迁，除非有排水条件，因此，土地利用，以心土层性质的描述比顶土层的特征更为重要。

1.7 矿质(无机) 和有机土壤

土壤剖面一般是指对土壤占优势的矿质和无机物组成的描述。即使在表层，对矿质土壤来说，有机质也比较少，通常的变幅是 1-6%。

相反，土壤的性质是以有机质占优势的土壤称作有机土，通常有机质容积大于 50%(重量至少是 20%)的土壤称作有机土，典型的有机土例子通常出现在潮湿地方，如沼泽地，泥炭地和湿地。

当排水和垦殖后，大部分有机土具有相当的生产力，特别是对高价值的作物，如种植新鲜上市的蔬菜，在密执安州，威斯康州，和明尼苏达州大部分有机土都说明了这个问题，有机沉积物还可以挖掘，包装，出售作为有机材料，用于家庭花园和盆栽. 有机土的经济意义被认为是在局部地区。

但是，由于矿质土壤占有较高比例的土地面积，它们在本教材中也是讲解的重点，有机土只有在第 10 章讲解，其它各章的讲解，也主要以讲解矿质土壤为主。

1.8 矿质土壤 4 种主要的成分

矿质土壤的组成有 4 种主要的化合物，那就是无机或矿物物质，有机物，水和空气，图 1.6 可见它们容积的大约比例，它们的组成说的是植物生长最佳条件的典型壤土的表土，任何这些矿质土壤，都约含有二分之一的固体，和二分之一的孔隙(水和空气) 容积，固体矿质颗粒组成了约 45%的土壤容积和 5%的有机质，水和空气的容积比例是易变的，这里应该强调，土壤中这 4 种主要成分的存在是混合的状态，质地控制它之间组成的变化和植物生长环境条件的明显变化。

心土层的容积组成和顶土层有些不同，心土层有较低的有机质含量，和较低的总孔隙，和较高比例的小孔隙，孔隙充满的水是空气的若干倍。

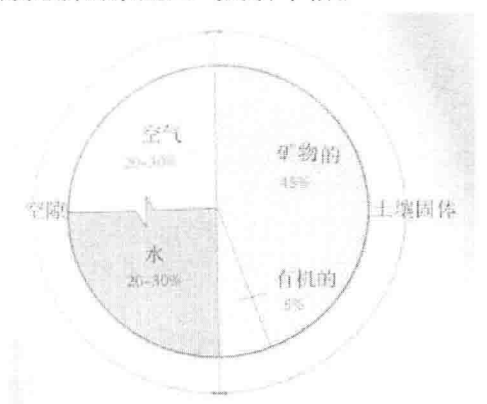


图 1.6 壤土表层的容积组成,这是当在植物生长最好的条件下，土壤中的空气和水极易变化，它们的比例，在很大程度上决定着土壤对植物生长的适宜性。

9 土壤矿物(无机)成分

土壤中无机部分的大小和组成是相当易变的，它们是小的岩石碎片，和不同类型的矿物组成，岩石碎片是由矿物结构体和粗大岩石残落物组成，这些粗大岩石残落物组成疏松母质,进而，通过风化形成土壤，它们常常是质地较粗的。

土壤中存在的矿质颗粒大小变化极大，有些岩石和砾片的大小如同岩石碎块，砂的大小直径[0.05-2mm]，但是，每个颗粒很容易用肉眼看见，砂粒不能相互粘结在一齐，而且有磨擦感,在当放在手指间\时，直到很小的粉粒(0.002-0.05mm)，它们是粉状，在干时，甚至在湿时也没有粘结性，最小的矿质颗粒是粘粒(<0.002mm)，粘粒湿时能粘结团聚成块，干时团块坚硬，最小的粘粒具有胶体性质，只有在电镜的帮助下才能看见。

这些矿质颗粒的典型性质见表 1.1，从这张表中看得非常清楚，不论是其物理性质，还是土壤供给化学营养的能力，都被认为决定于不同大小颗粒的含量比例，这个比例就是土壤质地，称作砂壤，粉粘和粘壤，用其定名。

原生和次生矿物

矿物的组成能持久保持微小变化，因为，熔岩(如含石英，云母和长石) 喷出后是原生矿物。 那些砂、粉和占优势的其它矿物，如硅酸盐粘粒和铁铝氧化物，是分解和风化形成的，那些较小抗风化力的矿物在土壤形成中进一步风化。这些矿物都称作次生矿物，包括粘粒和一些部分粉粒。

表 1.3 种主要无机土壤颗粒的一般性质

颗粒直径 mm 的变化幅度如下

性质	砂(0.05—2mm)	粉(0.002—0.05mm)	粘(<0.002mm)
1. 观察手段	肉眼	显微镜	电子显微镜
2. 优势矿物	原生	原生和次生	次生
3. 颗粒相互吸引	低	中	高
4. 颗粒对水吸引	低	中	高
5. 化学养分保供力	极低	中	高
6. 湿时的结持性	松散	滑	粘结，可塑
7. 干时的结持性	极松、散	粉，有时块	硬块

土壤的无机部分是大部分矿质元素的原始来源，这是李比西和一些其他的科学家所发现的，虽然这些大量必需元素只有一小部分被矿物晶体结构的弹性化合物所保持，但是，大部分细矿物颗粒(粘粒) 表面的离子是可交换的，植物有一个重要的机制是根系能够接近这些表面保持的离子，这一机制对植物的快速生长非常重要。

土壤结构

砂，粉和粘颗粒在土壤中的排列称作土壤结构，这些颗粒存在的相对含量(土壤质地) 是重要的，这些颗粒可以相对比此独立存在，但存在更普遍的是结合成团聚体，这些团聚体的变化从粒状到片状、 块状、 梭柱状和柱状，这些结构形态是很重要的，在影响土壤中水气运动和土壤分类标准的应用是非常重要的。

1.10 土壤有机质



图 1.7 土壤中有机质含量高黑色和具有较大的持水性能，比有机质含量低的土壤，以同样量的水加入每个容器，从透水高低照片中看出，水渗透的深度小(左)，是因为它有较大的持水能力。

有机质组成是由植物动物残体分解后的残积部分和被土壤微生物分解时的合成部分。有机质不断地被土壤微生物分解和合成，最后有机质过度到土壤成分要经过几个小时到几百年，这一成分的保持要有对土壤不断的施入植物和动物残余物。

典型排水良好的矿质土壤的有机质含量，在表土中占干重的 1-6%,在心土层更少。 土壤有机质影响着土壤性质和最终将影响植物生长，远大于它的这样小的百分数在土壤中应起作用的份额。

有机质将矿质颗粒捆绑成团聚体，这能够疏松，便于土壤生产条件的管理，增加土壤持水量(图 1.7)，它而且是磷和硫的主要来源，并是氮(植物生长三要素) 的来源，最后有机质，包括动植物残落物，是土壤微生物的主要能源，没有它生物化学作用将趋于停止。

另外的来源是动植物的分解 产物，土壤有机质包括更复杂的化合物，那些复杂的化合物是相对抗分解的化合物。这些复杂的物质是土壤微生物合成的一些产物，就是常说的腐殖质，这种物质通常是黑至棕色，是极细的自然胶体，这种胶体 . 物质，保持水分和养分的能力大大超过粘粒，以及相对应的所有无机胶体，有些腐殖质能增加土壤对植物的促生能力。

另一个土壤溶液重要的性质是酸度和碱度,许多化学和生物反应是依懒于氢离子(H^+)水平和氢氧根(OH^-)离子水平在土壤中,这一水平影响着可溶性和进而对植物的一些必须营养元素的有效性,如铁、锰、磷、锌和钼。

1.11.土壤水—这个动态的溶液

两种主要土壤水浓度的概念应该强调土壤的这种组成的意义,特别是和植物生长相关的组成。

水分保持在土壤孔隙中,水分变化程度的趋势决定于水分的量和孔隙的大小。

和可溶成分在一起,包括营养元素(如钙、钾、氮和磷),土壤水组成了土壤溶液,它对提供植物生长的养分是很适宜的。

当土壤水分含量湿润对植物生长最佳(图 1.6),是水分在大孔隙中能够在土壤中运动并且能够提供给作物生长。运动可以按任何方向,向下是由重力作用,水分向上往土壤表层运动是由蒸发作用,会造成损失,并不论是什么方向植物根系吸收的才是最重要的水分,虽然一些水分由植物吸收而带走,但是一些保持在细孔中和土壤颗粒周围水膜的水,土壤固体强力地吸附的土壤水,且最终还与植物根系吸收相竟争。

因此,不是所有的土壤水对植物都是有效的,随土壤不同,有四分之一到三分之二的水分保持在土壤中,直至由于植物缺水而枯萎或死亡。

土壤溶液

土壤溶液中保持着少量的但是很重要的水溶性有机和无机化合物,其中一些元素是植物生长所必须的,在表 1.2 中列出了 17 种必须元素和它们的来源。土壤固体和大部分细粒有机和无机颗粒,释放这些元素进入土壤溶液,从这些土壤固体供给植物生长,这种变化是很重要的对高等植物。高等植物依懒于土壤水和细的土壤固体。

表 1.2 必须营养元素和它们的来源

利用相对大量	一利用相对少量

大部分来自空气和水	来自土壤固体	来自土壤固体
碳(C)	氮 (N)	铁 (Fe)
氢(H)	磷(P)	锰(Mn)
氧(O)	钾(K)	硼(B)
	钙(Ca)	钼(Mo)
	镁(Mg)	铜(Cu)
	硫(S)	锌(Zn)
		氯(CL)
		钴(Co)

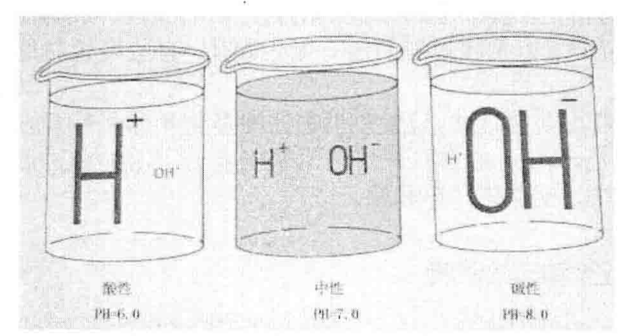


图 1.8 图解酸性、中性和碱性样本。在中性的 H^+ 和 OH^- 离子在溶液中是平衡的,各自的数量是相同的(PH=7),在 PH6, 和 PH7 相比, H^+ 离子占优势,是 OH^- 离子的 10 倍,OH^- 离子按同样比例减少,将是十分之一,土壤溶液因此呈酸性，PH 值为 6 时,和 PH8 相比, 当 H^+ 离子是 OH^-离子的 100 倍,反之亦然,OH^- 离子是 100 倍地多于 H^+ 离子,此时 PH8 呈碱性,这一互相相反的关系必须始终记住,PH 的数据是常用的。

氢 H^+ 的酸度和氢氧根(OH^-)离子的浓度在土壤溶液中常用 PH 来定量,术语 PH 是土壤溶液浓度(活度)的负对数。因此一个单位的 PH 变化代表着十倍 H^+ 和 OH^- 离子的变化, 用图 1.8 显示 H^+ 离子和 OH^- 离子很简单的关系,应该细心研究图 1.9,它显示土壤中常见的 PH 范围,土壤的 PH 值将被看作具有重要意义在土壤学的各个方面。

1.12 土壤空气—另一个多变的组成

土壤空气不同于大气空气在几个方面:第一,土壤空气的组成相当活泼和变化大从一个地方到另一个地方,在土壤中,在一个地方一些气体是植物根系消耗或微生物反应而释放,大大改变了土壤空气组成。第二,土壤空气通常有较高的水分含量较大气,土壤空气相对湿度接近 100%时,土壤湿度最大。第三,二氧化碳在土壤空气中常百倍高于大气的 0.03%,氧气相应减少,在个别情况下也许只有 5-10%,甚至更少,和正常大气的 20%比较。

土壤空气的含量和组成在很大程度上决定于土壤中水分含量,因为空气占领的土壤毛孔没被水来填充,大雨或灌溉后,大孔隙被空气排泄和填充,然后是中小孔隙。最后小孔隙水是除去蒸发就是植物利一用。

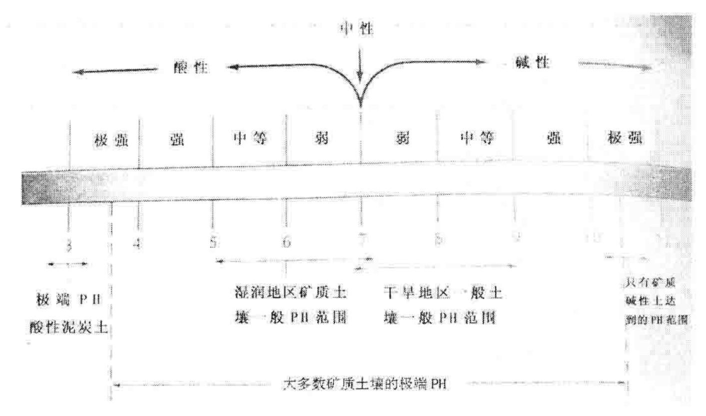


图 1.9 大多数矿质土壤极端的 PH 范围和湿润区及干旱区土壤常见的范围.而且指出了最高碱度土壤 PH,和最低的 PH 也就是最酸的土壤可能是泥炭土。

这种排水序列解释为土壤相当高比例的细小孔隙通气不良的趋势,土壤空气含量低,进出土壤的空气扩散度缓慢,结果是高水平的二氧化碳和低水平的氧。是令人不满意的植物生长和一些土壤微生物条件。这说明土壤物理性质和土壤空气组成之间的关系。

1.13 土壤是丰富多彩的生物实验室

土壤具有不同的生物,无论是动物和植物,整个系列范围包括大小从啮齿动物、大树根部的蠕虫和昆虫到最细小的细菌。此外,数量和质量最大的生物从土壤到土壤,例如根据情况, 一克土壤可能含有上十万到几十亿个细菌,无论如何,生物的量,包括植物根系足以深刻的影响土壤的物理、化学特别是生物学属性(图 1.10)。

土壤生物的活动范围很广,它们包括被昆虫及蚯蚓等大量粉碎的植物残留,以及改造和分解这些残落物的微生物,如细菌、真菌、放线菌,进而形成腐殖质,大部分化学物理类活性化合物在土壤中是由于土壤生物形成。

结果之一是这些过程的衰变释放形式是有机挥发物植物养分,如氮、磷、硫,随后还有其它的微生物可以氧化还原和其它的变化状态物质和土壤中的其它元素,这一变化对植物生长和土壤性质具有深远影响。

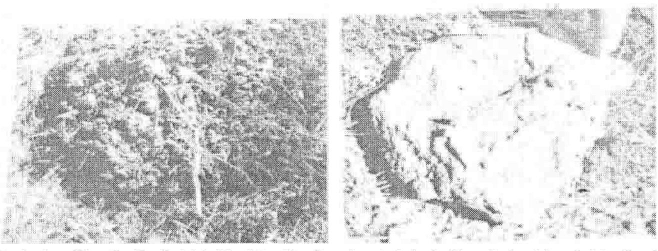


图 1.10 丰富的有机物质,包括植物根系,有助于创造物质条件对其有利的高等植物和微生物生长(左),相反在低有机质,尤其是如果它们是高粉粒和粘粒,是常常成块(右)并且不适合植物最佳生长。

1.14 粘粒和腐殖质—土壤活性位

动态性微细粒子的土壤粘粒和腐殖质已被提到,因为它们是非常小颗粒,是单位重量有较大表面积的粘粒和腐殖质。另外,它们表现的表面负电荷和正电荷离子和水相互吸附。

吸引(吸附)离子例如 Ca^{2+} 、Mg^{2+} 和 K^{+} 离子在土壤溶液中对植物根系吸收是有效的,一个简单的这种阳离子交换说明了这一点:

胶体	K^{+}	+	H^{+}	→	胶体	H^{+}	+	K^{+}
吸附			土壤溶液		吸附			土壤溶液

这个等式说明为什么阳离子交换反应是在非常重要的在促进植物的生长。

大部分土壤物理性质也由粘粒和腐殖质控制,例如它们的表面电荷允许它们充当"联络桥梁”在较大粒子之间,从而帮助创造并维持稳定的土壤颗粒的团聚体,这是满意的对土壤的作用。

按重量计算,腐殖质有更多的养分和持水能力比粘粒,但是因为粘粒一般数量大, 其总贡献在化学和物理性上在土壤中是相当的,甚至超过了腐殖质,在生产上农业土壤包括这两种重要土壤成分的平衡。

粘粒和腐殖质与其它土壤固体,土壤水以及土壤空气一起确定土壤是否适合各种各样的利用,其中最重要的是保持植物生长和发育,下一节简要讨论一下土壤中的植物必须的矿质元素的来源

1.15 供应植物养分的四个成分的相互作用

在所讨论的四个主要土壤成分:矿物、有机质、水和空气,重点一直放在它们对植物生长最有影响的地方。注意到虽然这种影响的一个成分很少相互独立,同样有机质通过束缚矿物颗粒为几类,增加一些类型土壤孔隙,从而影响水和空气的关系。

必须元素有效性

注意互动的过程包括四个土壤成分是非常重要的对于提供植物必须的营养元素。植物吸收必要养分和水分直接从土壤溶液,但是必须养分水平在土壤溶液中任何时间远少于作物生产所需(图 1.11)。因此解决土壤养分含量必需不断补充,从土壤的有机和无机部分补充或从化合和有机肥中补充。

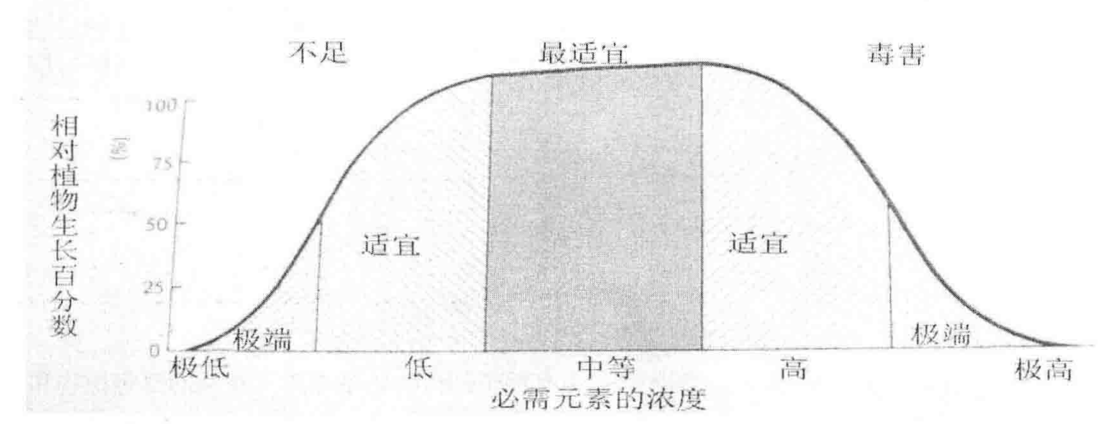


图 1.11.植物生长和土壤溶液元素浓度之间的关系。这些元素是植物所必需的,如果正常的植物生长发生,养分必需向土壤溶液中释放(添加),按向右的数值。

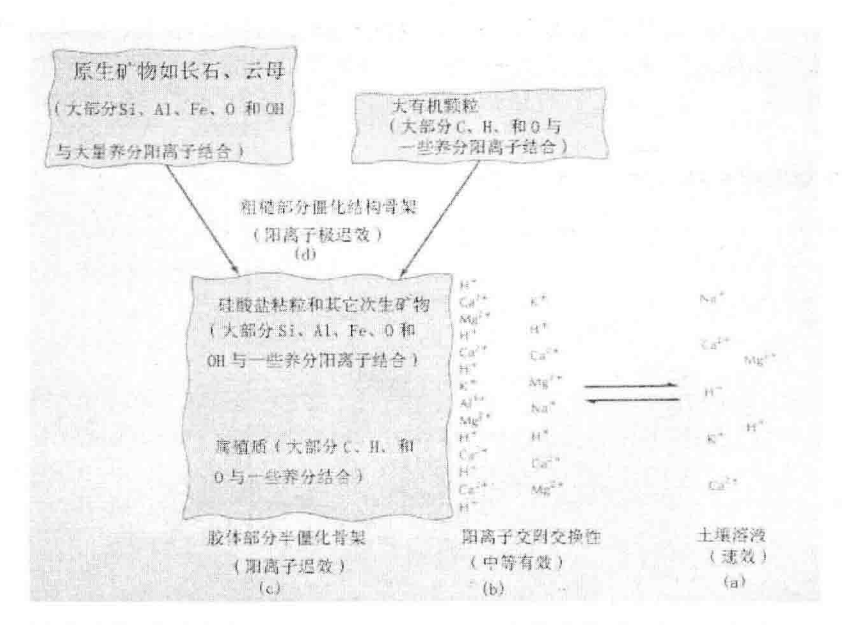


图 1.12 插图土壤成分之间的关系。它提供了植物养分阳离子。(a)土壤溶液中速效养分对植物。(b)吸附性易交换阳离子在土壤溶液中(注意 K^+、H^+ 易交换态)中等有效。(c)粘粒和腐殖质吸附骨架态阳离子为迟效性。(d)主要矿物和有机组织吸附的僵化骨架阳离子只有风化和分解后释放为最慢性的有效性。大部分阳离子属于此(d)而留在土壤溶液中(a)。

所幸的是相对大量的这些营养物质都与土壤固体有机和无机的二者有关,通过有意义的系列化学和生物过程,营养释放来源于固态对土壤溶液的补充,例如被列在最后一段,通过必要元素的离子交换,如 Ca^{2+} 和 K^+,被粘粒和腐殖质胶体表面释放出进入土壤溶液,养分离子也可释放通过土壤微生物分解有机组织,植物根系可以很容易吸收所有这些养分通过土壤溶液,在土壤空气中只有足够的氧气去支持根的代谢。

表 1.3 现发现 6 个必须元素在温带区有代表性土中的数量

必须元素	湿润区土壤			干旱区土壤		
	固体骨架 (kg / ha)	交换性 (kg / ha)	土壤溶液 (kg / ha)	固体骨架 (kg / ha)	交换性 (kg / ha)	土壤溶液 (kg / ha)
Ca	8, 000	2, 250	60 - 120	20, 000	5, 625	140 - 280
Mg	6, 000	450	10 - 20	14, 000	900	25 - 40
K	38, 000	190	10 - 30	45, 000	250	15 - 40
P	900		0. 05 - 0. 15	1, 600		0. 1 - 0. 2
S	700		2 - 10	1, 800		6 - 30
N	3, 500		7 - 25	2, 500		5 - 20

但是,大部分营养元素是保持在原生矿物和次生矿物或有机质在长时间,这些元素可以

释放被植物利用。但是骨架结构也是必须元素的重要来源对于许多土壤,图 1.12 说明了如何两种固态土壤成分与液体成分(土壤溶液)提供必要的元素的,以保障植物对几种必要元素的需要。现发现几种必须元素数量在不同类型土壤,湿润区和干旱区,列表于表 1.3。

1.16 土壤和植物的关系

必须元素的吸附不仅决定于固体保持养分的有效性,而且还决定对根系表面的接近度(图 1.13),根系穿过土壤并且很快地和土壤溶液接触并吸附保持在胶体表面的养分,而且这些养分在土壤溶液中可以向根系质流并且可以被它吸收。

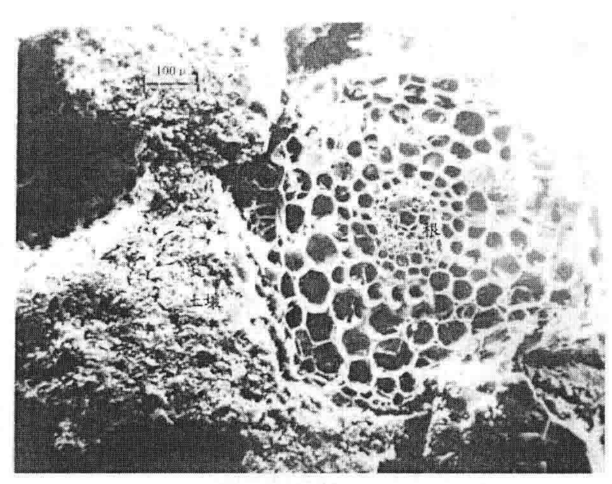


图 1.13 扫描花生根一个横剖面的电子显微照片。土壤围垅,注意接触紧密和土壤。

值得注意的是,植物不只是吸收必须养分处于被动方式为化学”携带者”,在植物细胞中可以积极运输养分,从土壤溶液穿过细胞膜进入细胞,而且微生物在附近的根部可以刺激、抑制收养分,因此植物和微生物过程加上土壤过程保证对必须元素有效的用途为种植业。

1.17 结论

世界上土壤是至关重要的,不仅对植物、动物和人类的生活,但对地球外面外壳的有效用途为无限的。

土壤学的研究是通过农业土壤学家的眼睛对土壤感兴趣这一植物栖息地研究,土壤学家他所关心土壤的起源、性质和分类,不管怎样利用,两个科学都是重要的,但农业土壤学家的作用在这本教课书中将受到主要注意。

一个典型的温带地区土壤处于最佳状态为植物生长。在固体和非固体部分中,四个土壤成分一矿物、有机质、水和空气性质的变化决定着土壤的潜在实用性。

这些组分中最伟大的意义在提供植物以水、空气和必须营养元素。

思考题:

1.1.举例说明在历史上，重要文明的发生和破坏中土壤起到的作用?(答案(一章前部)：昌盛的文化，总是依赖于好的土壤，尼罗河古王朝的兴旺是出自河谷沃土，那里拥有粮食生产能力和灌溉系统； 同样，美索不达米亚的底格里斯河和幼发拉底河，以及印度的印度河，以及中国的长讧和黄河流域肥沃的河谷土壤都是文化繁荣的地方，由于自然泛

滥, 肥力不断更新, 以致这些谷地土壤能够持续提供丰富的粮食, 这里能够建立起稳定的社会, 甚至城市; 这和游牧部落的移迁社会成鲜明对照。

1.2.解释两个伟大的独特科学家(a) 李比西 和(b) 道库卡耶夫对土壤知识的充实及人类的帮助作出无私贡献。(答案: 略)

1.3.如果您是自然土壤学家,为什么您的作品会对从事农作物生产的人们来说也是有意义的? 解释 .(答案: 略)

1.4.比较氢离子活度(浓度)在土壤PH4与pH6. [答案(图1.8):PH4时比PH6时,氢离子活度大100倍. 如 图1.8图解酸性、中性和碱性样本。在中性的 H^+ 和 OH^- 离子在溶液中是平衡的,各自的数量是相同的(PH=7),在 PH6, H^+ 离子占优势,是 OH^- 离子的 10倍,OH^- 离子按同样比例减少,将是十分之一,土壤溶液因此呈酸性 PH 值为 6, 当 OH^- 离子是 H^+ 离子的 100 倍在 PH8 时,反之亦然,OH^- 离子是 100 倍地多于 H^+ 离子,此时 PH8 呈碱性,这一互相相反的关系必须始终记住,PH 的数据是常用的。]。

1.5.描述土层, 并解释其重要性,在确定土壤的性质上. (答案: 略)

1.6.什么是"最小养分率" ,以及为什么是重要性对决定植物的生长?(答案: 略)

1.7.简单解释四个主要成分的每个作用。(答案: 略)

1.8.哪个是(如果有的话)四大土壤成分中最重要的,为什么?(答案: 略)

1.9.扮演什么角色有机质在决定其他三个土壤成分(水,空气,矿物质)有效性上。中?(答案: 略)

1.10.为什么水是如此重要, 在影响土壤通气方面?(答案: 略)

1.11.为什么粘粒和腐殖质独有的特征使他们如此重要在影响土壤性质上?(答案: 略)

1.12.解释何为**必需的营养元素?** 为什么**最有效对供植物生长.** (答案: 略)

第二章　母质的起源, 特征和分类

由风化作用的影响, 化学和物理破碎的颗粒, 随处可见, 无一例外。它使岩石和矿物碎散, 形变或破坏它们的物理化学特征, 以及携走可溶产物, 甚至有些固体物质也被带走。未固结的残落物, 该疏松物质被抛在其后(见 1.4 节)。 而且风化作用使其进一步破碎, 它使不均质的上层形成了土壤。 这些上部的疏松物质称作土壤母质。

母质并不能始终保持在形成的原地而不被扰动。 冰、水和风可将它们从一个地方迁移到另一个地方, 直至它们被长期停留在发育成土壤剖面。风化作用和由该作用形成母质的研究成果, 对阐明土壤的形成和进行土壤分类是重要的。

对母质的认识, 将在形成母质和进而形成土壤的岩石矿物种类中, 进一步作简要论述。

2.1. 岩石的分类和特征

地球表面的岩石通常分为火成岩, 沉积岩和变质岩。火成岩是由熔融的岩浆形成, 其中包括花岗岩和闪长岩(图 2.1)。火成岩组成的主要矿物有石英、长石和一些深色矿物, 包括黑云母、辉石和普通角闪石。通常, 深色的和铁、镁矿物含量较高的辉长岩和玄武岩比花岗岩和其它浅色岩石较易风化

<table>
<tr><td>岩石质地</td><td colspan="2">浅色矿物 (长石、白云母) 石英</td><td colspan="2">深色矿物(角闪石、辉石、黑云母)</td></tr>
<tr><td>粗</td><td>花岗岩</td><td>角闪岩</td><td>辉长岩</td><td>橄榄岩、角闪岩</td></tr>
<tr><td>中</td><td>流纹岩</td><td>安山岩</td><td>玄武岩</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>细</td><td colspan="2">松脂岩、黑曜岩</td><td>玄武岩玻璃</td></tr>
</table>

图 2.1. 火成岩的分类，按岩石矿物成分，和矿物颗粒大小(岩石质地) 全球范围内，浅色矿物和石英通常深色矿物更明显的多。

表 2.1 某些重要的沉积岩和变质岩及其一般所含的主要矿

	岩石类型	
主要矿物	沉积岩	变质岩
方解石($CaCO_3$)	石灰岩	大理岩
白云石($CaCO_3$　$MgCO_3$)	白云岩	大理岩
石英　(SiO_2)	砂　岩	石英岩
粘土	页　岩	板岩
各种矿物	砾　岩*	片麻岩**
各种矿物		片　岩

*砾岩是由各种矿物的小石块胶结而成。

**片麻岩出现的矿物取决于变质作用的原始岩石，主要矿物通常是火成岩的原生矿物，但也有某些次生矿物。

沉积岩是由其它岩石风化产物，经过沉积作用和再交结作用形成。例如，花岗岩风化成的石英砂沉积于史前海岸或海底，经过地质变化胶结成固结物质，称作砂岩。同样，再胶结的粘土称作页岩。其它重要的沉积岩及其主要矿物，列于表 2.1 中. 沉积岩的抗风化能力，取决于它的优势颗粒矿物和胶结物质。

变质岩是由其它岩石经过变质作用或变形而形成。火成岩通常变成片麻岩和片岩，那些沉积岩起源的岩石，如砂岩和页岩可分别变成石英岩和板岩。一些普通的变质岩列于表 2.1，那些起源于火成岩和沉积岩的变质岩，其特殊矿物或优势矿物将影响抗风化能力(见表 2.2 所列较普通矿物)。

表 2.2 土壤中重要常见的原生和次生矿物，按在湿温气候条件下抗风化性的递减顺序列于表中（火成岩和变质岩都有大量的原生矿物，沉积岩中通常为次生矿物）

原生矿物		次生矿物		
		针铁矿	$FeOOH$	抗风化性强
		赤铁矿	Fe_2O_3	
		三水铝石	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	
石英	SiO_2			
		粘土矿物	Al 硅酸盐	
白云母	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$			
斜长石	$KAlSi_3O_8$			
正长石	$KAlSi_3O_8$			
黑云母	$KAl(Mg,Fe)_3Si_3O_{10}(OH)_2$			
钠斜长石	$NaAlSi_3O_8$			
* 普通角闪石	$Ca_2Al_2Mg_2Fe_3Si_6O_{22}(OH)_2$			
* 辉石	$Ca_2(Al,Fe)_4(Mg,Fe)_4Si_6O_{24}$			
钙斜长石	$CaAl_2Si_2O_8$			
橄榄石	$(Mg,Fe)_2SiO_4$			
		白云石	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	
		方解石	$CaCO_3$	
		石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	抗风化性弱

* 由于这些矿物成分变异很大，故表中所列仅为近似分子。

2.2 风化作用的一般情况

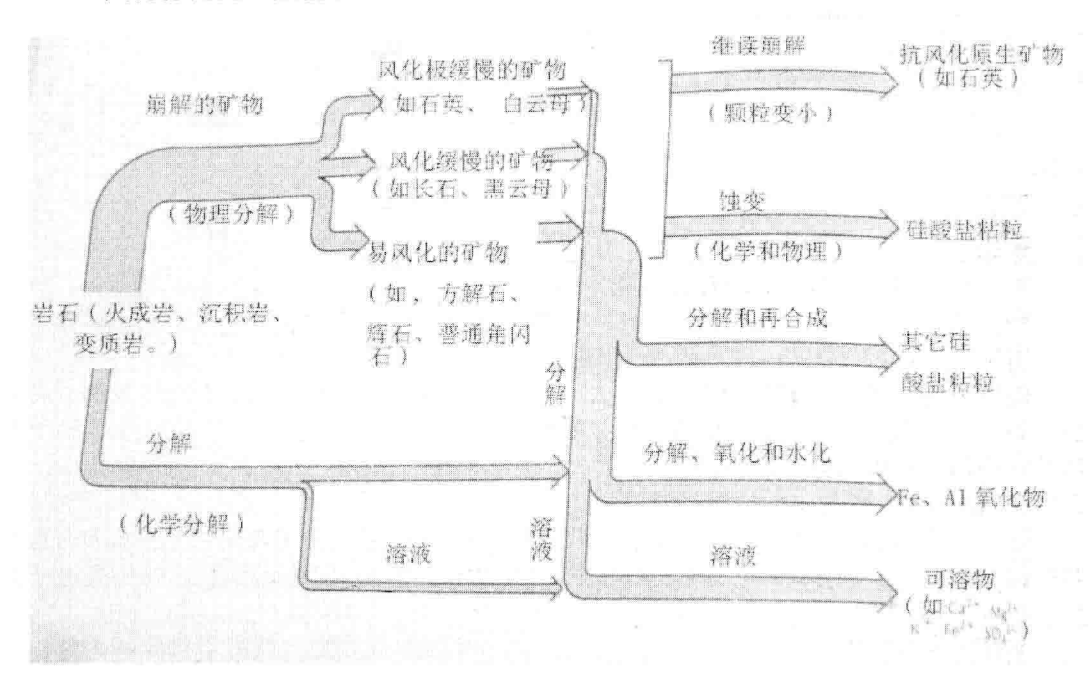


图 2.2 发生于湿润温暖区中等酸性条件下的风化过程。岩石崩解成矿物是物理风化作用过程，反之，分解，再合成和溶解是化学过程，矿物蚀变包括物理过程和化学过程。注意，抗风化的原生矿物，风化过程中合成的新次生矿物以及可溶物都是风化的产物。在干旱区，物理崩解是主要的，但在湿热区，分解和合成较显著。

风化作用基本上是一个分解与合成相结合的作用。风化过程一开始，岩石首先物理性散碎成小块，进而散碎成组成岩石的各别矿物，砂粒是这些各别矿物最普通的，与此同时，岩屑和其中的矿物受到化学力的作用，或者通过较小的形变(蚀变)；或者通过彻底的化学

变化，而形成新的矿物。伴随着化学变化，颗粒大小继续减小，可溶成分不断释放，这些可溶物质或随水流失，或重新合成新(次生) 矿物。

如图 2.2 所示，新次生矿物可分两组:(a) 硅酸盐粘粒，由于蚀变或分解进而重新合成，而(b) 是极强抗风化的最终产物，包括铁铝氧化物粘粒。这两种矿物和极强抗风化的原生矿物在一齐，在温带区域占优势；在热带区高风化土壤中，以铁铝氧化物占优势。

两种基本过程，机械的和化学的，都包括在图 2.2 所说明的这些变化中，前一过程称作崩解，后一过程称作分解。二者在风化过程图中，都是按从左到右的方向作用。崩解使岩石和矿物由大到小，而几乎不影响其成分，但在分解作用中，却产生一定的化学变化，释放出可溶物质，它们或合成新矿物，或作为最终产物而残存。机械和化学的风化过程可概括如下：

1. 机械风化(崩解作用)
   a. 温度一矿物不同的膨胀，冻裂作用和页状剥落。
   b. 磨蚀和沉积一通过水，冰和风。
   c. 植物和动物的影响。
2. 化学风化(分解作用)
   a. 水解作用
   b. 水化作用
   c. 酸化作用
   d. 氧化作用
   e. 溶解作用

2.3 风化作用(崩解) 的机械力

温度　白天岩石变热，夜间变冷，有时常常低于气温，温暖引起岩石的有些矿物膨胀常大于其它矿物，因此，随着温度的每一变化产生不同的应力，最后必然造成裂隙，从而促进机械崩解作用。

由于对热的传导缓慢，岩石外表面比内部受保护的部位常常更热或更冷，这种不同的热冷会产生侧向应力，这时可引起表层从岩石层层剥落。并且时常可因所含水分的冻结而急剧加速(图 2.3)，随着水分的冻结所产生的力约等于每平方米 1465 吨(百万克)(Mg/m^2) 或每平方英尺 150 吨，这一压力可使巨大的岩石扩大裂隙，并使矿物从岩屑中脱落出来。

水，冰和风　降雨不断地敲打着土地，然后流向海洋。在流动过程中，不断对各种携带物质进行转移，分选和沉积作用，含有这些沉积物的水具有巨大的切割力，如同遍布世界的峡谷，冲沟和河谷所看到的那样，海滩上砂粒的磨园度是伴随水运动磨蚀作用更进一步的证明。

冰是一种有巨大能量的侵蚀和搬运因素，在格林兰和阿拉斯加就能看到这种力量。冰川有自身重力移动时所产生的磨蚀作用，同样使岩石和矿物崩解，尽管现在冰川已不那么广泛，但在过去的年代，它却搬运和沉积了百万公顷面积的母质。

风是重要的搬运因素，当风带有细岩屑时，同样能起到磨蚀作用，过去发生过几乎是整个大陆范围的尘暴，结果数以吨计的物质从一个地区迁移到另一地区，当尘土被搬运和沉积时，还可以产生颗粒之间的磨蚀。西部一些干旱地区磨园了的岩屑大多数是风的作用造成的。

植物和动物　低等植物如苔藓和地衣，长在岩石上，并截留尘土，用于促进其进一步

生长, 以致积聚了一个有机质含量较高的薄层。高等植物根系有时对岩石造成一些崩解的撬起作用。当然这一影响以及动物的影响, 与水、冰、风和温度变化等激烈的物理作用相比较时, 对母质的影响来说是次要的。

随着岩石和矿物物理崩解的开始, 化学分解作用也就开始, 物理和化学过程非常强烈, 并相互促进, 这在湿温区特别显著。

化学风化是在水(它是最普遍的溶剂), 氧和微生物分解植物残体所产生的有机酸和无机酸存在的加速下, 这些因素共同一齐作用, 转变原生矿物(如长石和云母) 成次生矿物(如硅酸盐粘土) 和供给植物生长必需元素的可溶态物质。

2.4 风化作用(分解作用) 的化学过程

水和它的溶液 水以及它溶解的盐和酸, 或许是矿物风化最普遍的因素, 通过水解, 水化和溶解, 水能加强矿物的降解, 蚀变和合成. 例如, 水和微斜长石一这种含钾长石的反应如下:

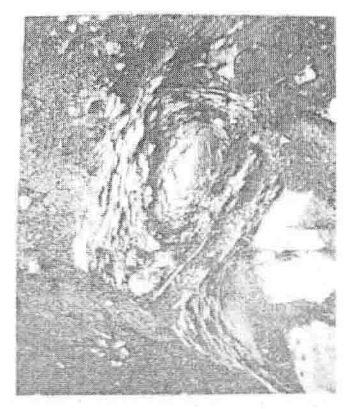


图 2.3 图解一个重要的同心园风化称作剥落的典型的典型, 物理的和化学的过程促进了结构的破碎, 也就产生了很像包菜叶状层.。

水解

$KAlSi_3O_8+H_2O$ → $HAlSi_3O_8+K^++OH^-$

(固体) (液体) (固体) (液体)

$2HAlSi_3O_8+11H_2O$ 水解 $Al_2O_3+6H_4SiO_4$

(固体) (液体) → 固体) (液体)

Al_2O_3 $+3H_2O$ 水化 $Al_2O_3.3H_2O$

→ (水化固体)

注意, 这个反应证实了溶解, 水化和水解反应.。钾释放成可溶态, 或被土壤胶体吸附, 或被植物吸收, 或随水排走。同样, 硅酸(H_4SiO_4) 也是可溶态, 它可随排水流至低处, 或和其它化合物再合成次生矿物, 如硅酸盐粘土, 水化很明显是通过形成氧化铝的水化物, 而且通常还有氧化铁的水化物。

酸溶液的风化作用 存在水中的氢离子可加速风化作用, 如碳酸和有机酸可提供氢离子。如当有碳酸(H_2CO_3) 存在水中的氢离子可加速风化作用, 如碳酸和有机酸可提供氢离子。如当有碳酸(H_2CO_3) 存在就会产生石灰石中方解石的化学溶解作用, 如下列反应:

$CaCO_3+H_2CO_3$ → $Ca^{2+}+2HCO_3^-$

方解石
(固体)　(溶液)　(溶液)

其它较强的酸，如硝酸(HNO_3)，硫酸(H_2SO_4)，和一些有机酸在土壤中均有发现(图2.4)，而且还会出现氢离子和土壤粘粒的结合，每种酸度的来源都有利于和土壤矿物的作用。

在湿润区，酸性粘粒与长石如钙长石的反应，就是土壤中氢离子与土壤矿物反应的例子：

$$CaAl_2Si_2O_8 + H^+, H^+ \boxed{粘粒} \rightarrow H_2Al_2Si_2O_8 + Ca^{2+} \boxed{粘粒}$$

钙长石　酸性粘粒　酸性硅酸盐　钙化粘粒
(固体)　(固体)　(固体)　(固体)

反应的机制是简单的，酸性粘粒上的氢离子与新鲜矿物中紧密结合的钙离子相互代换，不稳定的酸性硅酸盐由于受再结晶的作用而形成粘粒，故“粘粒产生粘粒”的机制是依靠非水溶性矿物由于风化作用而移出盐基离子。

氧化作用　风化中伴随着和水的反应是氧化作用，氧化作用在含有易受氧化的铁元素的岩石中特别明显。在有些矿物中，铁还原成亚铁(Fe^{2+})的形态。如果发生亚铁的氧化作用，则由三价离子替代了二价离子，必然会造成其它离子的调整，这一调整产生了稳定性弱的矿物，这些矿物易受到崩解和分解。

在其它情况下，亚铁离子可以从矿物中释放出来，并同时氧化成正铁离子的形态。这方面的例子有橄榄石的水化作用和释放出氧化亚铁，后者可立即氧化成氧化铁(赤铁矿)。

$$3MgFeSiO_4 + 2H_2O \rightarrow H_4Mg_3Si_2O_9 + SiO_2 + 3FeO$$

橄榄石　蛇纹石　氧化亚铁

$$4FeO + O_2 + 2H_2O \rightarrow 4FeOOH$$

氧化亚铁　针铁矿

当离子如 Fe^{2+} 移出或矿物氧化后，矿物结构的钢性就会减弱，以至易于破碎，这就提供了便于进一步化学反应的环境。

风化的合成过程　化学风化过程描述了风化和沉积发生的相互存在，例如，原生矿物水解可以释放出亚铁离子，它很快又会氧化成铁离子(三价) 形态，它又继续水化成铁氧化物的水化物。水解还可以释放出可溶性阳离子(表2.3)。硅酸、铝和铁的化合物，这些物质再合成次生硅酸盐矿物，如硅酸盐粘粒，这一反应的一般途经可以图解于图2.5中，该图说明了假定的原生矿物是如何通过化学风化变化的。图 2.2 和图 2.5 直观地说明了风化作用是如何产生特别的土壤组成是有用的，这是本倮所讲解的.。

表2.3 花岗岩和石灰岩风化时矿物成分流失比较(流失是以铝作比较，因为风化期间铝被认为是保持衡定的)。

花岗岩风化成粘粒		石灰岩风化成粘粒	
成分	流失比较(%)	成分	流失比较(%)
CaO	100.0	CaO	99.8
Na_2O	95.0	MgO	99.4
K_2O	83.5	Na_2O	76.0
MgO	74.7	K_2O	57.5
SiO_2	52.5	SiO_2	27.3

Fe_2O_3	14.4	Fe_2O_3	24.9
Al_2O_3	0.0	Al_2O_3	0.0

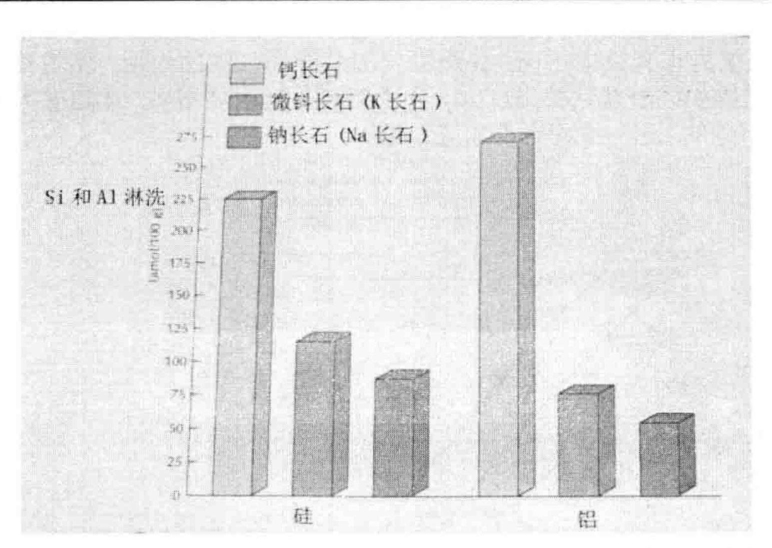


图 2.4 硅和铝的淋洗在有机酸的作用下从 3 种长石中。注意钙长石释放较多的两种元素，多于 k 长石和钠长石。

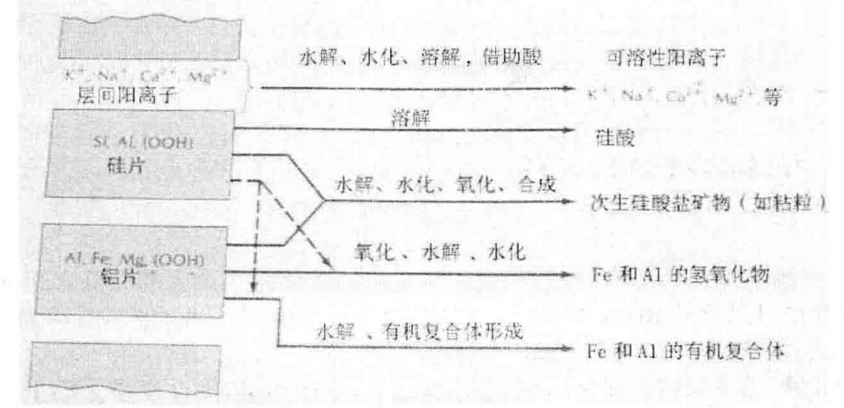


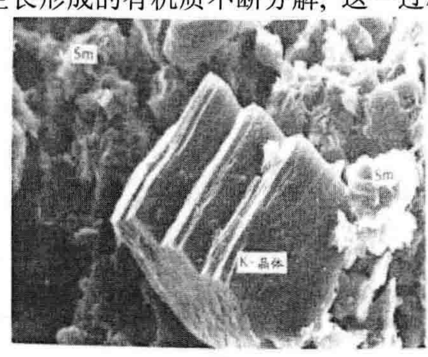
图 2.5 设想的硅酸盐矿物的化学风化图解 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe,Al、Mg(OOH)、Si、Al、(OOH) 一 表示各种化学过程对风化的作用,Si 和一些铝键联态离子,O^{2-} 和 OH^- 设想在氧化硅片上,Fe、Al 和 Mg 离子在硅片之间. 硅被溶解出来，或形成硅酸，或和 Al、Fe 及镁形成次生硅酸盐矿物(粘粒)，铁可以氧化并水化成氢氧化物，或形成有机复合体，铝也如此。 注意，这些反应水的作用很大。 硅酸盐粘粒和铁铝氧化物是次生矿物，它们的形成是化学风化过程，可溶性金屋属阳离子,Fe、Al 的有机复合体，甚至还有可溶的硅化合物，都是这些反应的产物，也是受到淋溶易从土壤中流失的主体。

2.5 影响矿物风化的因素

风化受三种主要作用的影响(a) 气候条件,(b) 岩石和矿物的物理性质,(c) 化学特性,现分别简要讨沦。

气候条件 气候比任何其它因素更能控制风化的速率和性质，在干旱条件下，物理力占优势，结果颗粒变小而成分不变。原始的原生矿物占优势，而矿物组成含水也少，物理变化是由于温度的影响和风的作用，并伴随着一定的化学作用，因此，干旱地区土壤明显地像该地区形成的母质。

在湿润区，当然，风化力也有很大不同，并最主要的是湿润气候的作用，伴随着崩解有强烈的化学变化，新矿物如硅酸盐粘粒(图 2.6) 和铁铝氧化物明显增多，伴随着大量植物生长形成的有机质不断分解，这一过程更为加速和强烈。



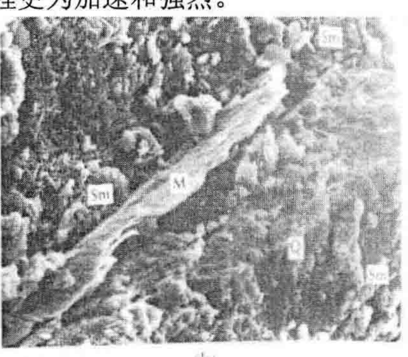


图2.6. 上图是硅酸盐粘土扫描电子显微照片，该粘土是在加利福尼亚由花岗岩风化形成的,(a) 钾长石(K-晶体) 周围的蒙脱石(Sm) 和蛭石(两种硅酸盐粘土),(b) 云母(M) 和石英(Q) 和蒙脱石交结在一起。

在湿润热带，整年高温并植物生长繁茂，提供了风化的最强条件，结果，在这些区原生硅酸盐矿物大大遭受强烈风化，至今只保留着高风化度的硅酸盐粘土，化学风化产物有较强的抗风化性，如铁铝氧化物是湿润热带区域占优势的土壤。

物理特性 颗粒大小，硬度与胶结程度是影响风化的三个物理特性。岩石中各种矿物的大晶体促进崩解，因为随着温度变化，每种矿物胀缩不同，从而使这些岩石碎成各别的矿物成分。当然，较细结晶，遭受化学变化比大晶多，细粒表面积大，为化学反应提供了更多的机会。

硬度和胶结作用影响风化，例如，由难风化矿物坚固地胶结起来致密的石英岩或砂岩，难以机械崩解，化学活性总面积也小。相反，多孔岩石如火山岩或粗石灰岩，容易碎成小颗粒，起化学反应的总表面积也大，易于分解。

化学和结构特性 化学特牲和结晶性也影响化学活性和破碎的难易，象矿石膏($CaSO_4.2H_2$ O) 或方解石($CaCO_3$) 可以溶解于含二氧化碳的水，并相对易于从母质中移动. 其它，象铁镁矿物橄榄石和黑云母相当容易风化. 含有易氧化的铁和铁的各种离子，这在矿物晶体结构中排列就不太紧密，相反，排列紧密晶体单一和没有氧化铁的矿物，如白云母通常被认为难于风化。

气候和生物条件同样地决定着各种成土矿物相对的稳定性，因此，不可能得出个适合所有气候条件的矿物抗风化的序列，但是，在湿热条下，一些普通矿物的砂和粉砂颗粒有如下抗风化的序列。

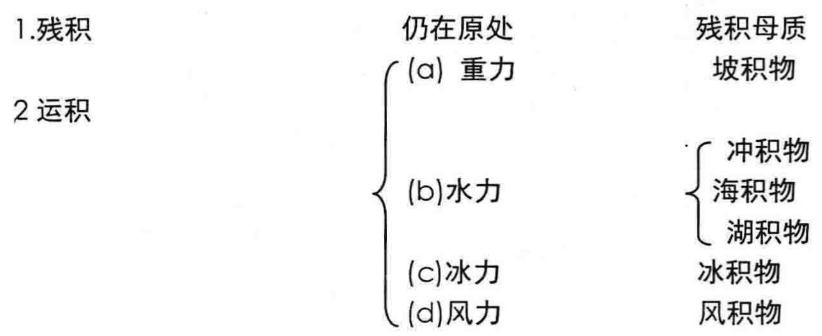
石英(极稳定)> 白云母，钾长石>钠，钙长石>黑云母，普通角闪石-

石>橄揽石>白云母和方解石>石膏。

可以预料，由于气候和其它环境的不同，这一序列会略有变化。 湿润地区土壤的这种序列中，缺少石膏，方解石和白云石，大多数土壤的粗粒级中主要为石英。

2.6 母质的地质分类

通常认为有两组无机母质 (a) 残积母质(形成的地方) 和(b) 运积母质。后者可按搬运和沉积作用进一步细分如图 2.7。



虽然上述这些术语只是在一定程度上反映母质所在的位置, 可是, 习惯上已把它们广泛用于由这些沉积物的风化作用而发育成的土壤, 如冰渍土, 冲积土和残积土, 但这只是最一般的组合, 因为每一个这样的土壤组合中, 都存在很大的差异。

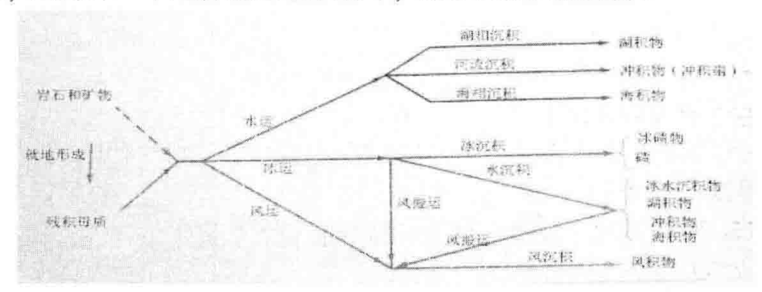


图 2.7 各类运积和沉积母质是如何形成搬运和沉积的。

2.7 残积母质

残积母质起源于其下垫的基岩, 典型的残积母质, 通长都是经过很长时间, 以及往往是很强烈的风化作用发育而成。在湿润温暖气候下. 一般氧化和淋溶都比较彻底。残积母质一般钙和镁的含量都比较低, 因为在大多数情况下, 这些成分都淋失掉了。

在湿润热带, 由于风化强烈, 由铁的氧化物形成的红色和黄色是其特征, 在寒冷和特别干旱的气候条件下, 残积物的风化很不了强烈, 铁的氧化和水化可能不十分重要, 而且常常钙的含量高, 风化物的颜色浅, 这一类型的母质在美国西部大平原和其它地区都有较大的面积。

残积物广泛分布于整个大陆, 在美国自然地理图(图 2.8) 上显示出六个大的中部和东部区(a) 波德蒙特高原,(b) 阿巴拉契山地和高原,(c) 石灰岩谷地和脊地,(d) 石灰岩高地,(e) 砂岩高地,(f) 大平原区. 前三大区仅占全国面积 10%,此外, 还有大面积的这类残积物出现在西部落基山山脉。

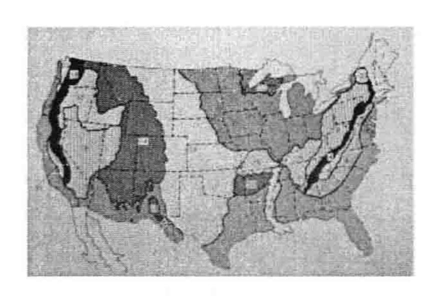


图 2.8 美国自然地理和疏松母质层概图，图例各区如下：

1. 新英格兰，大部分是冰川作用的变质岩。
2. 阿迪朗达克山脉，受冰川作用的变质岩和沉积岩。
3. 阿巴拉契亚山地和高原：页岩和砂岩。
4. 石灰岩谷地和脊地：多半是石灰岩。
5. 兰岭山地：砂岩和页岩。
6. 皮德蒙特高原：变质岩。
7. 大西洋海湾沿岸平原：含砂，粘沉积岩和石灰岩。
8. 密西西比泛滥平原及三角洲：冲积物。
9. 石灰岩高地：多半是石灰岩和页岩。
10. 砂岩高地：多半是砂岩和页岩。
11. 中央低地：多半是受冰川作用的各种沉积岩，有大面积农业利用价值很高的风积黄土覆盖(图 2.8)。
12. 苏必利尔高地：受冰川作用的变质岩和沉积岩。
13. 大平原区：多种沉积岩。
14. 落基山区：山地，高地和谷地。
15. 西北山间区：多半是火成岩，哥伦比亚和斯内克河盆地有大面积黄土覆盖(见图 2.15)。
16. 大盆地：来自各种岩石的石砾、砂、冲积扇、成岩加沉积岩。
17. 西南干旱区：荒漠和山地的石砾、砂和其它岩屑。
18. 内华达和喀斯喀特：山地、高地、谷地。
19. 太平洋海岸区：山地和谷地，多半是沉积岩。
20. 皮去特海湾低地：受泳川作用的沉积。
21. 加利福尼亚中央谷地：冲积物和泳水沉积。

由于岩石和演化的母质性质明显的不同，这些残积覆盖区的土壤存在着很大差异。前已强调指出，一个良好发育的土壤剖面，深刻地反映了气候和植被的结合。

2.8 坡积岩屑

坡积岩屑是由高处塌落和由重力沿坡滚落下来的岩石所形成。 冰冻作用与这类沉积物的发育有很大关系，山麓堆积坡，钭崖岩屑以及类似的不均匀物质，都是最好的例子。山崩大部分是由这类堆积物引起的。

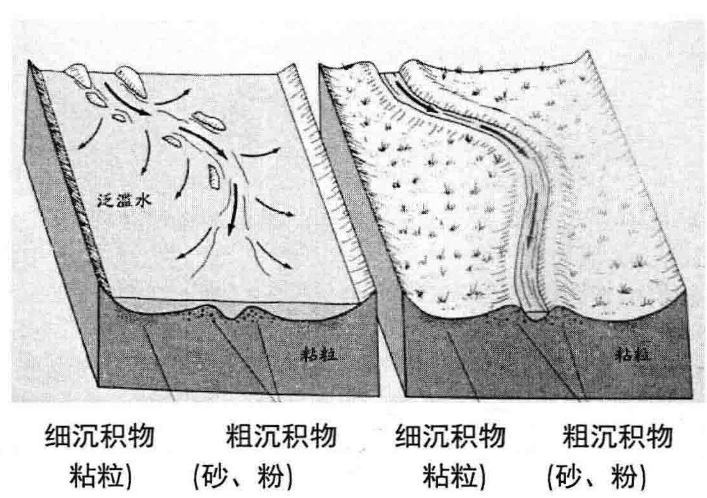
由坡积物发育的母质，由于物理风化胜过化学风化，所以往往是粗质和石质。崩积物

上发育的土壤一般对农业不太重要，因为它的面积小，交通不便和不良的理化性质，当然，大面积的崩积母质，可作为林地和放牧地是有一定用途的。

2.9 河流冲积沉积

一般有三种河流冲积类型：泛滥平原，冲积扇和三角洲。依次分述如下：

泛滥平原.河流往往漫出河床，在周围泛滥，那些泛滥淹没的河谷称为泛监平原。泛滥期间暴涨的水流携带的冲积物得到沉积，粗物质沉积在离河床较近处，细物质沉积在较远处，图 2.9 显示了河流和周围泛谧平原间的关系，如果时间一长，坡度改变，河流下切形成的冲积层，在河道的一边或两边形成阶地，往往有两级或更多级不同高度的阶地，这标志着河流某时段达到过这些高度。美国最大的泛滥平原在密西西比河沿岸(见图 2.10)，这一面积宽度变化在 20-75 英里之间。而整个国家的泛谧平原或大或小地都为那些重要的土壤面积提供了宝贵的母质，由这类冲积物发育的土壤通常是肥沃的，但需要排水和防止洪水泛滥。



细沉积物　粘粒)　　粗沉积物　(砂、粉)　　细沉积物　粘粒)　　粗沉积物　(砂、粉)

(a)　　　　(b)

图2.9泛滥平原发育图解,(a) 河流处于泛滥河段，河水涨出河床，而冲积物沉积在泛滥平原，粗砂粒沉积在河床附近，这里水流最快，细颗粒沉积在水流较慢的地方。(b) 泛滥后沉积物的部位和植物生长部位。

现在发现不同国家的泛滥平原都有相似的生产力，埃及的尼罗河谷和苏丹河，幼发拉底河，刚果河，亚洲的印度河，雅鲁藏布江，和黄河谷地，还有巴西的亚马逊河谷地都是很好的例子，一些泛滥平原沉积物，被用来生产湿地水稻，这是该地区较低收入的人们种植的作物。

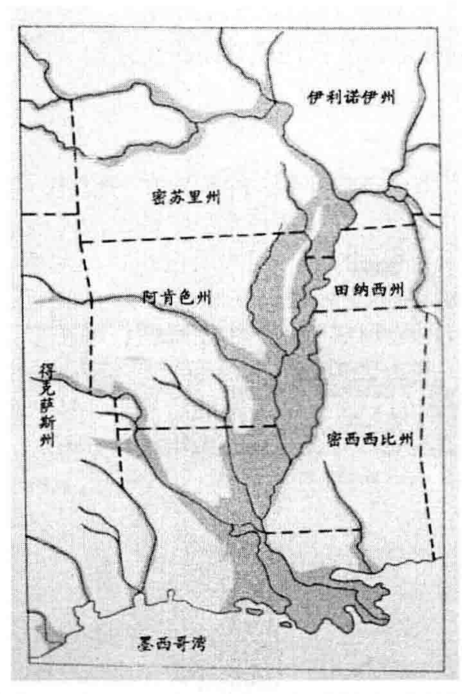


图 2.10 密西西比河泛滥平原及三角洲, 它是美国最大成片冲积土区。

冲积扇 河流流出高地狭窄河谷, 低处突然是宽扩的斜坡, 河流冲积物沉积成扇形(冲积扇)(图 2.11), 冲积扇物质通常是砾质和石质, 稍多孔而且排水良好。

冲积扇堆 常出现在广大山区和丘陵区, 冲积扇发育的土壤, 常常有较高的产量, 但质地往往较粗, 特别是在某些冰川区, 这种具有重要农业价值的沉积物也有相当大的面积。

沉积三角洲 河流携带大量较细冲积物, 未沉积于泛滥平原, 而流向湖泊和海洋, 一些悬浮物在河口附近沉积形成三角洲。三角洲沉积不很普遍, 世界上只有很少河流的出口处出现。三角洲常是泛滥平原的延续(可以说是泛滥平原的” 前沿”), 沉积三角洲的性质往往是粘重的, 而且似乎湿地较多。

有一些地区的沉积三角洲, 在洪水得到控制,, 并得到排水, 将会变成重要的农用地。密西西比河、恒河、马逊河, 黄河、河、格里斯河和幼发拉底河形成的三角洲和泛滥平原, 都是最突出的例子, 埃及的尼罗河, 起源该母质的土壤的高肥沃度和高生产力也可说明。

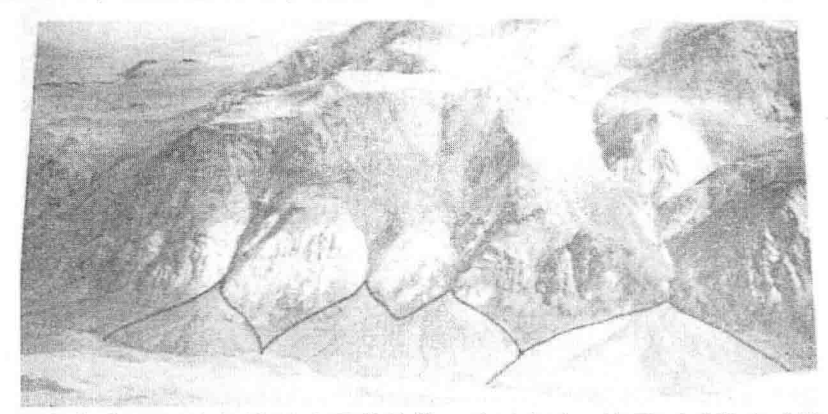


图 2.11 阿拉加斯沿河流谷地形成了独特的河流冲积扇, 这里可以发育成排水良好的土

壤。

2.10 海相沉积物

许多沉积物可由河流携带最终沉积在洋, 泻湖, 海和海湾, 近岸边是较粗的岩屑, 而远离岸边是较细的颗粒(图 2.12), 时间一长, 水下沉积物不断形成, 并越来越厚, 有些地方变成地壳上升,结果海相沉积物高出海平面, 沉积物遭到风化后形成土壤, 有时提供了有价值的农业土壤, 已出现的这些如美国的大西洋和墨西哥湾沿岸, 并组成了国土面积的10%。

海相沉积的质地有相当大的不同, 如大西洋海岸沿岸平原区是些砂, 其它高粘粒量沉积也很广泛, 如大西洋和墨西哥湾沿岸的浸水林地, 和亚拉巴马卅和密西西比卅内松林地就是这样，不论是什么情况, 这些海相沉积受到的土壤形成过程相对时间较短, 因此, 土壤特点受其形成的海相母质的深刻影响, 尽管如此, 恰当的管理与施肥, 这类发育在海相沉积物的土壤具有相当的生产力。

2.11 更新世冰期

更新世期间, 北美北部, 欧洲北部和中部以及亚洲北部部分地区, 遭到大冰川连续侵袭, 南美某些地方, 以及新西兰和澳大利亚的一些地区受到相似的影响, 南极洲和今天一样, 无疑为冰雪所覆盖, 海平面 130 米, 低于现在。

根据估计, 更新世的冰川最大覆盖范围可占陆地面积的 20%，对现代冰川的研究, 惊奇的是只是大冰期残余的现代冰川面积, 仍约占更新世冰川的三分一, 但是体积远远变小由于人类话动而相对变薄, 即使如此, 如果现代冰川融化, 世界海平面将增高约 65 米。

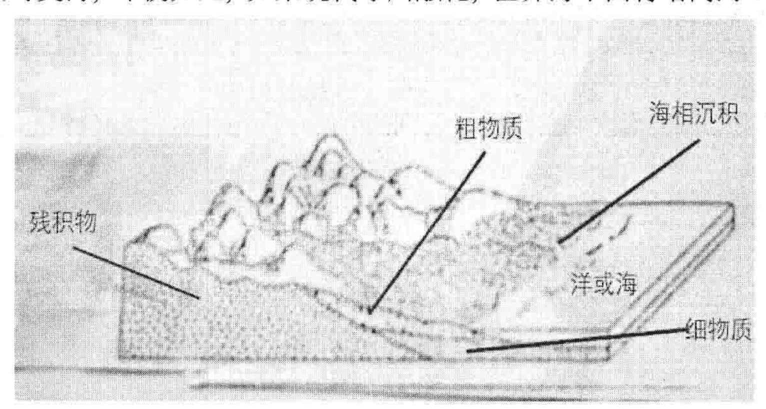


图 2.12 海相沉积的位置与高地的关系,。注意粗质地(矿) 物近离海岸, 细物质(粉和粘)远离海岸。

在北美, 冰川堆积物主要中心在拉布拉多和西赫得森湾地区, 次要中心在加拿大落基山脉, 庞大的大陆冰川从主要中心向周围扩散, 特别是向南扩散, 不时地覆盖了现在加拿大和美国北部大部分地区, 最南端可达到密西西比河谷, 那里地势低平, 因此, 冰川可长驱直入(图 2.13)。

欧洲和北美中部遭受四次不同的冰川侵袭, 整个冰期估计在 100-150 万年(表 2.4), 在美国被定名为内布拉斯堪、堪萨恩、伊利诺和威斯康星。 美国东部和加拿大的冰川岩体都是威斯康星时期的。

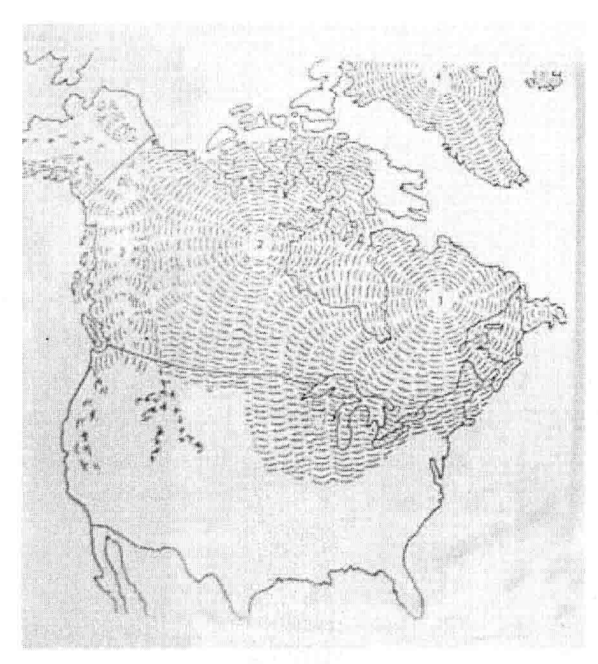


图 2.13 北美洲大陆冰川的最大发育，编号是 4 个冰川堆积中心，美国东部和中部明显受到来自拉布拉多冰川中心(1) 和赫得森湾冰川中(2) 的侵袭。注意冰川对无明显地形障碍的密西西此谷地南部有显侵袭，东部阿巴拉契亚高地或多或少地阻碍了冰川的侵袭。

表 2.4 更新世期间北美的冰期和间冰期的鉴定名称

时期名称	类型	起始年限
现代时期	间冰期	公元前 1 万年
威斯康星	冰期	10 万年
桑加门	间冰期	22.5 万年
伊利诺	冰期	32.5 万年
亚茅斯	间冰期	60 万年
堪萨恩	冰期	70 万年
阿夫托尼	间冰期	90 万年
内布拉斯堪	冰期	100 一 150 万年公元前

这次侵袭被漫长的间冰期隔开，间冰期的整个时期显然比冰期作用时间长. 现代的气候明显温带气候区，过去在某些间冰期却显然是暖温或亚热带气候。冰川从依阿华卅北部和纽约卅中部消失可能只是约 12000 年以前的事，现在我们正处在一个温的间冰期中。



图 2. 14 加拿大现代冰川，注意，冰运积物中两个“发光”外貌是一对主要冰舌的迹象。



图 2.15 美国大陆冰盖曾经覆盖的面积，沉积物直接或间接来自冰川。(1) 各类冰碛物，(2) 冰川一湖积物，(3) 黄土覆盖(注意中西部黄土覆盖在大面积冰碛物上)，(4) 未受冰川作用的地区，大部分在威斯康星州。

当冰川向前推进时，可使被侵袭向崎岖地形平整起来，冰川容易越过大小山岭，它不

仅能够冲走当地的疏松母质及土被, 而且可使山头变园, 谷地填平, 有时会使下垫面母岩遭受严重碾磨和挖凿, 故可以充满着岩石残体, 带有大量的岩石表层物质, 并把巨大的岩块向前推进(图 2.14), 最终, 冰川融化退去, 冰碛保留原地, 这些冰碛物为土壤形成提供了新的疏松母质。

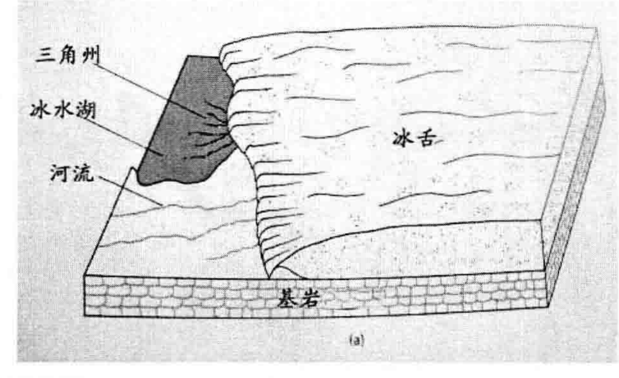
北美洲冰川覆盖面积约为 1040 万平方公里(Km), 美国可能近 20%面积受到这类沉积物的影响, 图 2.13 和图 2.15 的例子可以看出美国最大规模的冰川侵蚀面积。

2.12 冰川沉积及有关沉积物

沉积可应用在冰和水起源携带的所有物质的沉积, 直接由冰沉积的物质称作冰碛物。它是由很大差异不均匀的混合堆积物, 其大小范围可从大块岩石至粘粒, 冰川沉积大多数是不规则的沉积物称作冰碛物。它具有各种不同的类型(图 2.16), 端碛标志着各种冰川舌的最南端, 这时冰缘静止不动, 足以使碎屑堆积而成端碛. 终碛所占的面积虽小, 但它对帮助我们认识冰川沉积过程是有意义的。

随着冰很快退去, 稀薄和水平铺下的沉积称作底碛物, 底碛物是分布范围广泛的冰碛物, 对农业生产有重要意义。随着冰川向此退去, 前缘还是相对静止, 周期性出现的线状后退终碛堤又将形成。

和端碛有联系的特别小的地貌是冰碛阜(由冰沉积的园堆形小丘或短状砂或砾岭), 蛇形丘(长而窄小丘, 由冰下冰洞水流携带的粗砾形成) 和鼓丘(雪茄状丘, 由平行于冰水运动方向形成的定向小丘组成).



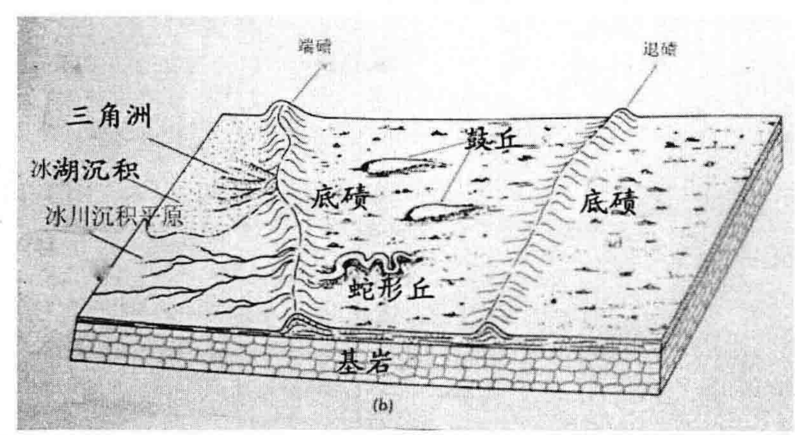


图 2.16 各种冰川沉积物如何沉积图解。(a) 冰舌向左运动, 给水和沉积物于近前的冰

水湖和冰水河。(b) 冰退后, 端碛、底碛和退碛沿烟壮丘堤前沿(鼓丘), 冰川下河床和冰湖、三角洲、冰川沉积和覆盖。

2.13 冰水冲积和湖向沉积物。

由于水流不断从冰舌涌出, 特别是在夏季, 那种急流携带大量的沉积物或立即倾卸或携带到其它地区沉积, 如果流水有现成出口, 它就会很快流出去, 所携带的物质以各种冰水沉积物的形式沉积下来。

冰川沉积平原　冰川沉积平原是由冰水携带大量充满冰水沉积物的河流形成(图 2.16), 由于沉积物被流水分选, 因此砂和砾是普遍的。冰川沉积常发生在平原和河谷, 这里水能自由流动, 这种谷地美国相当普通。

冰湖沉积　如果无现成的出水口, 冰前沿就会堵住水流成湖, 有时会形成大湖(图 2.17), 特别突出的大冰湖在纽约、俄亥俄、印第安纳和密执安、以及明尼苏打卅的雷德河谷地等冰盖南部各大冰湖(见图 2.15), 最近代的大冰湖称作阿加细斯冰川湖，其最大长度 1200Km，宽 400Km,其它较小的冰湖在落基山西部山区(如奥勒岗的威拉曼德谷地). 另外在新英格兰的康涅狄格河谷和其它地区。

那些冰水湖区, 近岸沉积形成了粗质地的三角洲物质和砂滩, 深处沉积了大面积的细粉粒和粘粒, 静水的湖中心则更多。当湖水干枯后, 这些沉积物就发育成肥沃的土壤, 从新英格兰沿大湖向西延伸到雷德河谷的广阔地区, 这些沉积物形成了美国北部山区的重要土壤。

2.14 与冰川相联系的风沉积

风携带(风成) 母质在美国尤其重要, 这些物质和冰积作用有紧密联系。

起源和位置　在冰期, 风蚀条件最为理想, 那时气候寒冷而多风, 而且冰川南部地区植被覆盖稀疏或无植被, 刮风时, 风扬起细质地冲积物质, 这些物质是之前被夏季冰川水流搬运到南方的. 细颗粒来自冰碛和残积物质也是这样运动过去的。

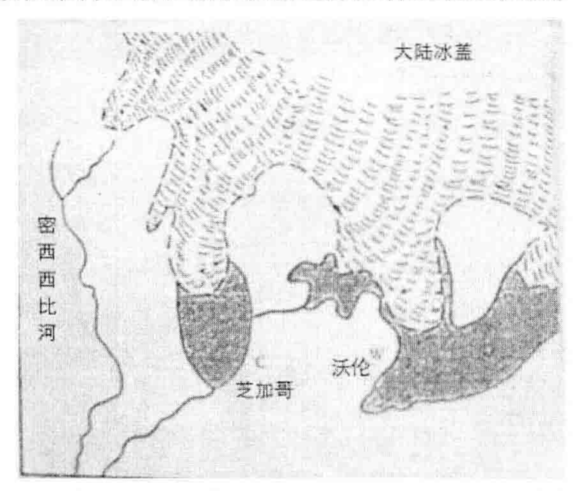


图 2.17 当地形条件适宜, 威斯康星冰盖起了一个大坝的作用, 图解芝加哥(C) 和沃伦(w) 冰水明发育中的一个阶段.[引自 Daly(1934)]

那些风扬起的物质主要是由粉粒及一些细砂和粘粒细成称作黄土, 它们是广泛分布的

土壤和母质一有些地区厚度达 8 米之多，细物质沉积在广阔的冲积泛滥平原。

黄土和其它风积物发现在美国中部广大地区，如图 2.18，最深的沉积在沿密西西比河和密苏里河的地方。最大的沉积发生在科罗拉多东部至俄亥俄西部和得克萨斯卅南北。向西向落基山沉积的物质为砂质，广泛的沉积物出现在科罗拉多东部至俄亥俄西部，和得克萨斯卅南北，向西向落基山沉积物为砂质。广泛的沉积还出现在华盛顿卅和爱达荷卅的帕卢斯地区和美国西北其它地区。

黄土沉积物还发生在其它国家，如深度在 30-100M，面积达 800,000Km^2 的黄士沉积物就出现在中国的中西部地区，这些黄土物质就是从亚洲的中部干旱地区吹来的，而一般与冰川没有直接关系。

黄土大量地增加了土壤的多样性，将美国中西部的黄土区域(图 2.18) 与土纲图(见 3.11 图) 进行比较，可以看出黄土存在于 6 个不同土区。这种情况表明黄土肥力和生产力可以有很大不同。这里特别强调，气候是影响土壤特性的决定因素。

其它风积物　其它风积物较黄土为少，如火山灰和砂丘，火山灰发育的土壤在蒙大拿、俄勒岗、华盛顿、爱达荷、内布拉斯和堪萨斯等卅。这些土壤轻质多孔，比黄土发育的土壤，一般农业价值小。

除非有稳定的植被，砂丘对农业价值很低，如果砂丘移动还会对农业造成危害。这种沉积物的例子，如有撒哈拉大砂漠和阿垃伯砂漠，小面积的出现在美国内布拉斯加、科罗拉多、新墨西哥、密歇根等卅. 和东南沿海一带。

2.15 冰川作用的农业意义

更新世冰川作用，在美国一般是有益的，特别对农业来说。冰川的削平和填平作用，造成了适于农业操作的较平坦的地形，对冰川湖积物和黄土沉积物也可这样说。而且，由此构成的母质在地质上是较新的，它们发育的土壤没有受到强烈淋溶，“ 幼年” 土一般情况下，有效养分含量高，为作物生长提供的条件优越。

冰川作用对冰积中心接近地带有一定不利，如加拿大东部移动的冰凿起下部固体物质(包括土壤) 并运送到美北部地区，虽然这些物质一般有助美国土壤的生产力，但冰川作用却留给了加拿大和新英格兰东部大面积浅薄的土壤。



图 2.18 美国中部黄土略图。 发育的土壤一般是粉砂壤，往往略带砂性，应特别注意其广泛延伸到密西西比河东岸和北岸不规则的延伸，较小面积的黄土分布出现在华盛顿，

俄勒岗州和爱达荷州(见图 2.15)。

表 2.5 宾夕法尼亚州某些土壤母质与土壤排水等级间的关系

母质类型	剖面数	排水等级的剖面百分数	
		排水良和中等	排水较不良,不良和极不良
冲积物	23	81	19
石灰岩	23	100	0
冰碛物	52	65	35
页岩	77	74	26
砂岩	21	100	0

引自 petersen 等(1971)。

在冰川作用区形成的土壤，在性质上有很大的差异，在冰水冲积平原，其土壤质地较租，甚至会有大量的砾石，造成湿度低和干燥，冰水湖沉积粘土，往往排水不良，这是因为粘粒含量高，一些冰碛物还相当致密，上面发育的土壤弱(表 2.5)，黄土母质发育的土壤易受侵蚀，虽然它的产量相当高，这些数据说明土壤发育类型受母质特性的强烈影响。

2.16 结论

和气候在一起，母质的属性和性质，是影响地球上土壤类型和质量最有意义的因素，土壤母质的知识，母质的资源和起源，风化的机制和转移的作用是很重要的，如果我们要获得对土壤的了解，并且是专业的了解，如果我们要进行正确的分类，以上的论述应铭记在心。这样将有助于学习土壤的形成和下面的土壤分类章节。

思考题：

2.1.一般来说，哪种岩石在潮湿情况下更加迅速地风化：含淡色的矿物例如长石和石英岩石或者那些更加黑暗色矿物例如普通角闪石的岩石？什么是这种不同的原因？(答案:略)。

2.2 . 什么是主要作用(一)物理(二)化学风化力?在干旱与湿润地区？有什么差别?(答案：略)。

.2.3 .有什么区别在原生矿物和次生矿物之间,并且各举例。(答案：略)。

2.4. 原生矿物风化如何影响硅酸盐粘粒?(答案：略)。

2.5 假定矿物含铁、镁正在风化. 说明氧化、水化、溶解的过程是有效的在这种风化中.(答：略)。

2.6. 您更有可能发现石膏($CaSO_4.2H_2O$)在干旱的地区或湿润地区土壤？为什么？(答案：略)。

2.7. 怎么解释水和温度交互作用在岩石和矿物的物理风化？(答案：略)。

2.8 . 你往哪里去,如果你想找个地方土壤具有最大的化学风化作用？什么颜色,你会预期发现那里的土壤和为什么?(答案：略)。

2.9 . 举例岩石和矿物的物理和化学特征,该特征影响风化速度.(答案:略

2.10 . 你会更容易找到发育的残积土壤母质,在北卡罗莱纳州或纽约？为什么?

(答案：略)。

2.11．为什么是从冲积小河沉淀开发的土壤易于相当肥沃的？怎么样排水更容易？(答案：略)。

2.12 ．你会期望发育土壤在典型海洋沉积，似(粘土) ？或似(砂) ？解释.(答案：略)。

2.13．冰碛泥砾物，冰川冰水沉积，冰川风成沉积的区别。(答案：略)。

2.14．冰川有益或有害，对美国农业？解释．(答案：略)。

第三章 土壤的形成分类和调查

为了研究和有效地利用土壤，某种分类制是必要的，一个分类能够加强不同地区土壤信息的交流，分类还能帮助预测不同土壤农业生产和非农利用的适宜性，非农利用如道路、建筑物等等。

为了增加我们对土壤野外发生的了解，必须考虑三个问题(a) 土壤发生，即土壤从母质中的演化,(b) 土壤分类，各类型的土壤所具有的一般性质,(c) 土壤调查，土壤地理分布的描述和它们与地形之间的关系，首先从土壤发生开始。

3.1. 影响土壤形成的因素。

世界各地的土壤研究表明各种土壤的发育都受五大因素控制。

1. 气候(特别是温度和降水量)。
2. 活的生物(特别是自然植被、微生物、土壤动物和人类活动。
3. 母质的性质。
4. 地区的地形。

5.参与土壤形成母质的时间。

事实上，常用以下动因来解释自然体所具有的性质来自气候、 生物活动、地形、 在一段时间内母质作用的综合影响。

气候 气候或许是最有影响的因素，气候决定着发生风化的属性。例如，温度和降雨深刻地影响化学和物理作用与生物过程的速度，这些过程影响土壤剖面的发育，温度每上升10^0C，生物化学反应速度就增加一倍。而且土壤生物引起的生物化学变化对温度和湿度最为敏感，温度和湿度对土壤有机质含量的影响(见图 10.8)，在寒冷地区土壤剖面特征极为轻微的发展，同湿热地带土壤剖面很深的风化相对照，更进一步说明气候的支配作用(图3.1)。

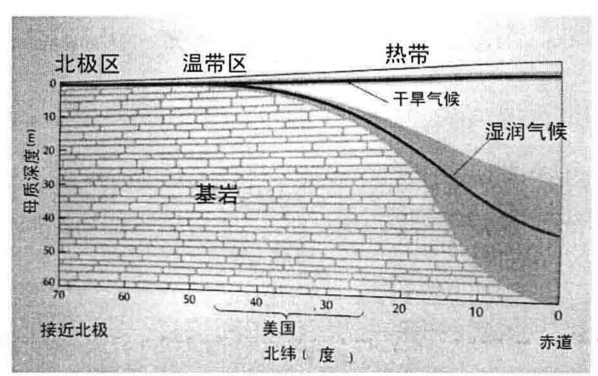


图 3.1.图解两种气候因素温度和水分(降雨) 对风化深度的影响，该深度用母质深度来表示，在寒冷气候(北极区) 不论湿润和干旱的气候条件下都浅，在低纬度(高温)母质，深度和范围(覆盖面积) 在湿润区激巨增加，但在干旱区影响较小。 在湿润热带气候表土可达 50 米以上深度，从图中可以清楚地看出，土壤深度只是风化所影响的母质的一部分。

气候还影响自然植物，在湿润区，丰富的雨量为树木的生长提供了良好的环境(图 3.2)。相反，在半干旱区以天然植被占优势，在干旱区是以各种灌丛占优势。这样，气候是第二个成土因素，通过活的生物对其影响(比较图 3.2 和图 3.12)。

生物 土壤生物在土壤剖面分异中起着重要作用，有机质的积累，剖面的混合，养分循环和结构的稳定性，所有这些都受土壤中微生物活动的促进，植被覆盖减少了自然土壤的侵蚀速率，因此. 也降低了矿物表面的移动速率。

土壤形成的植物作用可以通过草地和森林植被下(图 3.5) 形成的土壤性质比较看出，草地土壤有机质含量通常高于森林土壤，特别是在亚表层高有机质含量给了土壤较暗的颜色，较高的湿度和较高的阳离子保持量。草地和森林土壤比较，土壤的团聚体结构稳定性草地植被也能促进行成。

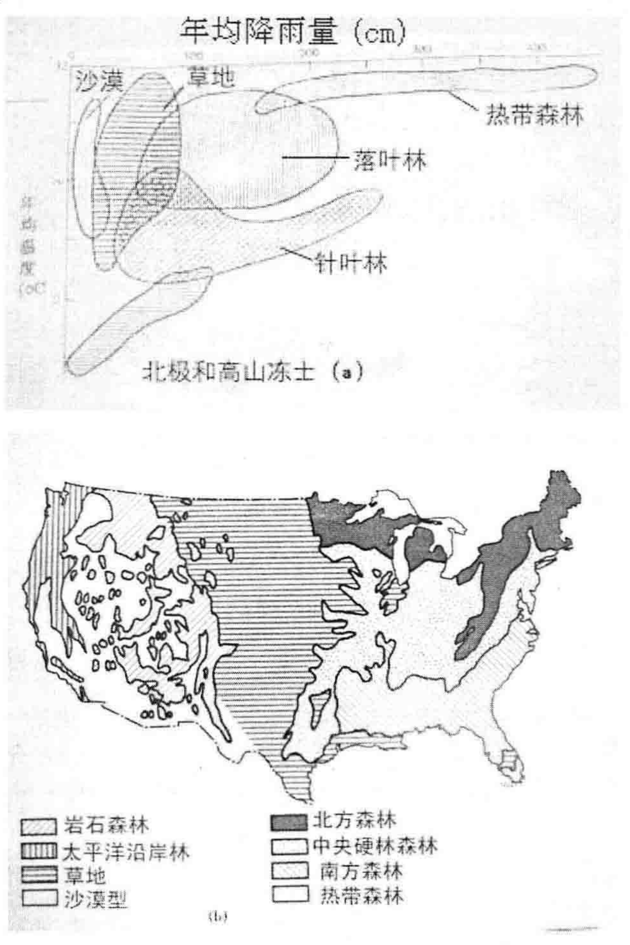


图 3.2. 气候对植被的作用。(a) 年均温度和降雨量与植被类型的一般关系。(b) 美国

植被的一般类型。

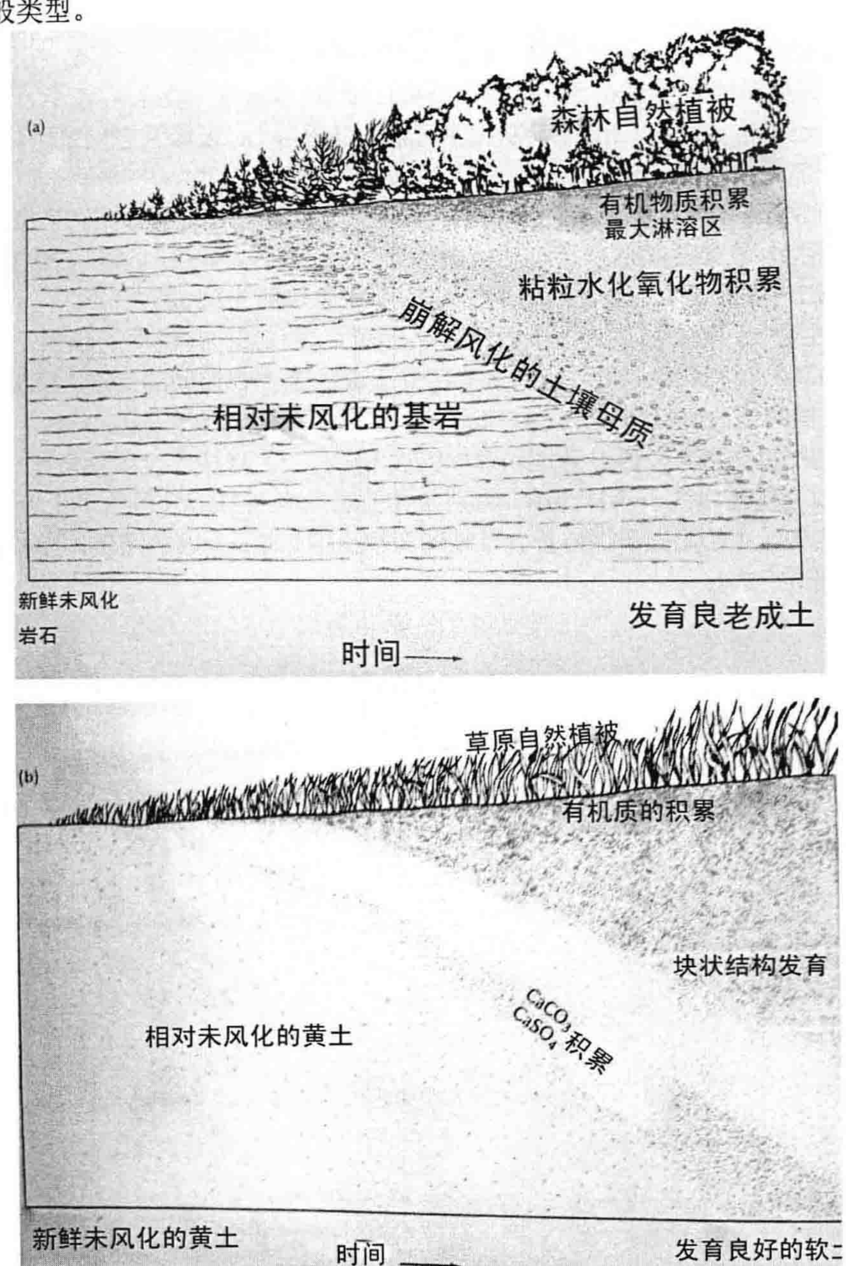


图 3.3. 在一个气候区不同植被对土壤剖面的发育是如何促进的。(a) 森林植被。(b) 草地。有机质在上层随时发生积累，其数量和分布取决于自然植被存在的类型，粘粒和铁氧化物在下部土层发育并形成特有的结构，形成土壤的最终产物的土壤物质有明显不同。

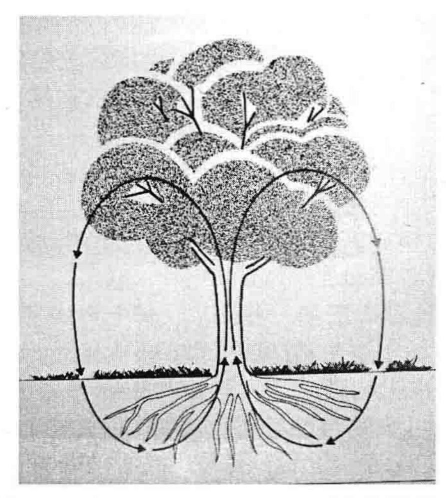


图 3.4 养分循环是植被和土壤发育之间关系一个重要的决定因素，如果植被残落物盐基含量较低，酸性风化条件就会发生，高盐基含量的植物残落物趋向中酸性，因此植被会产生弱到中酸的风化条件。

自然植被的叶、技和茎中的矿质元素含量能够强烈地影响土壤特点，特别是影响它们的酸度发育。针叶树(如松和冷杉) 金属阳离子如钙、镁和钾是属含量低的。养分的循环对少量落叶的针叶树都低于落叶树(如橡树和枫树)，因落叶树含有大量的金属阳离子(图 3.4)。而且，土壤酸度发育在针叶林植被下也低，因为盐基离子比橡树和枫树少，而且盐基离子的移动在淋洗下在针叶林植被下快得多。

另外，在天然植被下,其它土壤生物和土壤性质也得到了相互作用的发育。例如在天然草地，随着土壤的发育，细菌(固氮菌) 可以“固定” 大气中的氮为可被植物吸收繁盛生长的化合物。这就为增加土壤中氮的含量，也会增加我们将要在第十章讨论的“有机质” 其含量的机会。其它微生物吞食植物和动物残体，生产类似的有机质，在大量的植物根系的作用下，

土壤颗粒结合成团聚体，活着的生物是决定土壤性质的最重要的因素。

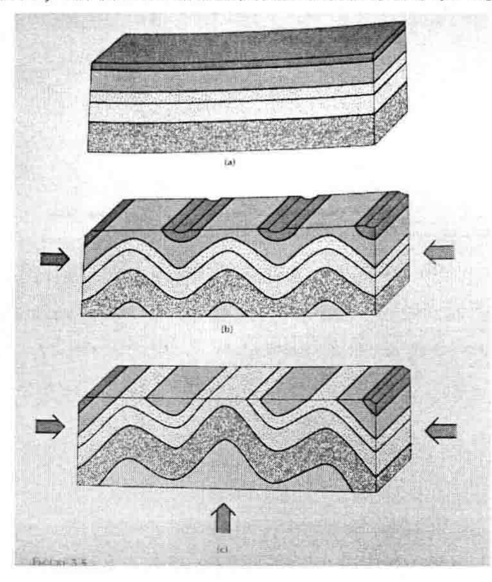


图 3.5. 图示一个地区表面如何通过地质过程带来不同的岩层。(a) 没变的沉积岩层，只有最上部裸露。(b). 地质压力变化重新形成的岩层最上层侵蚀移出，下部首先裸露部分的岩层。(c). 局部向上的压力进一步重新成层，因此下部裸露可两层以上，随着这四层岩石的风化，它们造成的母质上升可以形成不同类型的土壤。

人类活动也可极大地影响土壤形成，破坏的自然植被(树木和草类) 和后来为作物生产而进行的土壤耕作都强烈地改变成土因素，同样，在干旱区的土壤灌溉也强烈地影响成土因素，还有对低肥土壤施用肥料和石灰，而且，人类活动还和地质年代有关，在一些地区他们对土壤形成过程有重要影响。

母质 地质过程带来了地球表面的一些母质，其上形成了土壤(图 3.5)。那些母质的性质深刻地影响着土壤性质，如土壤质地(见 91 页) 极大地受母质影响。另外，土壤质地帮助控制水分向下移动，因此，也影响细质土壤颗粒和植物养分运转。母质的化学和矿物学组成，也直接影响风化，同时可影响自然植被，例如，母质中石灰石的存在将能迟延酸性的发育过程，湿润的气候能促进这一过程，另外，树木的叶片生长在石灰岩母质上的树木，含有相对高的钙和其它盐基型金属阳离子，这些高盐基叶片进入土壤中并进行分解，它们进一步延迟酸度形成的过程，在湿润温带区，进一步延迟土壤发育的进展。

而且母质还影响土壤剖面中存在粘土矿物的数量和类型。母质本身可以含有不同数量和类型的粘土矿物，也许就来自风化周期的前期。而且母质的性质极大地影响着粘粒的种类，这些种类随着土壤的演变而发育。此外，粘土矿物具有的属性明显地影响着土壤发育的种类。

地形 地形是反映土地表面形状的描述，用不同的高度、坡度等词汇。地形加快或减缓气候的作用，在平缓的地方，过量水的移动速度慢于起伏地区，起伏的山丘，地形能助长表层的自然侵蚀，这就可以减少土层厚度(图 3.6)。换句话说，若一个地区的水分全年或部分停下来，气候对土壤发育的影响就变相得弱了。

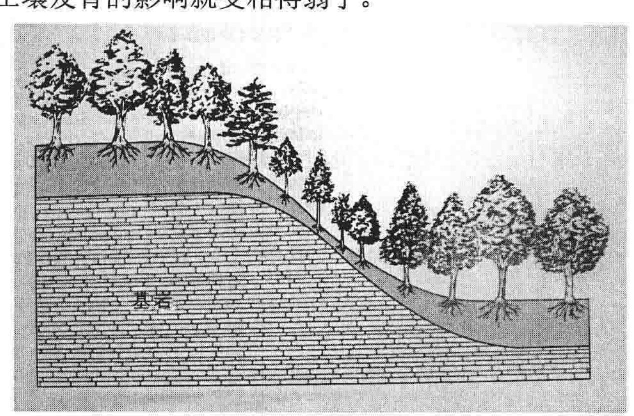


图 3.6. 地形对土壤性质的影响，在这种深度情况受斜坡的制约。

地形、植被和土壤形成之间有一定的相互作用。在草地-森林的过渡带，树木通常占据在草地植被中的稍低处，这显然是湿度的效应。正如所意料的，低地土壤性质与高地不同，所以地形的影响不仅改变气候与植物的效应，而且常常对土壤形成和所形成的土壤类型有重要的直接影响。

时间 受到风化母质的时间长度影响着的土壤形成，比较冰川土壤与邻近地区非冰川土壤，可以看出关于时间的重要作用。时间的影响还可以通过对威斯康星冰川物质近期发育的土壤和邻近的堪萨斯或伊利诺年代古老沉积物比较看出。母质的影响在冰川区土壤清楚地看出,那里冰消后的时间不足以改变冰碛物的成分，而这是土壤充分发育所需要的。

冲积和湖积母质地方的土壤(见 2.9 节和 2.13 节)，通常不如周围高地发育土壤的时间长，而且一些沿海平原的母质上升，只是在近期的地质年代，因而土壤受到相对短的暴露风化。

影响土壤形成的时间和其它因素的相互作用必须于以强调，一定土层的发育受气候和植被这些因素的作用需要时间，而这些因素的相互依赖又极大地决定着土壤类型的发育。

另外需要强调两种或更多的因素影响土壤形成常常是同时的和互相依赖的作用。因此，气候和母质影响植被，反过来，经过一段时间，植被对母质有效性又有影响。同样，母质和地形之间的相互关系变化也要时间。这些因素相互作用，相互依赖，说明了一定土壤是如何形成的是相当复杂的。

3.2. 土壤形成作用

土壤调查观察坑或新路断面可以清楚看到土壤剖面有不同的层次， 有些层次性只有切去近来覆盖的浮土物质或清理去一些近来的火山喷发灰尘才能看清，很明显，很大的变化在土壤发育中来自非固结母质，研究土壤的发生，注意这些变化是如何促进发育成不同土壤类型的。

三种主要过程 土壤发生是由许多过程引起的，其中最重要的过程是(a). 风化和有机质的分解，通过这一过程，一些土壤成分或通过分解或其它合成作用而发生变化。(b) 无机物和有机物向土壤一剖面的上部和下部移动，物质的移动大部分通过水或土壤生物的作用。(c) 在土壤剖面中土壤物质累积成层(土层)，或者它们形成于原地，或者由于上层和下层的转移淀积。

一个简单例子 那些主要成土过程的作用可以从以下变化看出，土壤形成的发生相对发生同一母质，当植物开始生长，和它们的残落物落在母质表面，土壤形成真正开始。植物腐烂就被微生物分解，而且还合成新的有机化合物腐殖质。蚯蚓从一个地方向另一地方挖洞生活，其它的小动物蚂蚁和白蚁将土壤有机质和下部的接近母质表面的矿物质混合，这一混合使开始加快的通常是土层发育，它的颜色和组成开始和原始的母质不同。

随着植物残落物的腐解，有机酸形成了，那些酸被渗漏水带进土壤，从而加快了风化过程，它们可溶的一些化合物进行移动(淋溶)，从土壤上层到下层,或完全被渗漏水从出现的土壤中移动走。

随着风化过程的进行，一些后生矿物进一步分解和蚀变成不同类型的硅酸盐粘粒，另外，分解后的分解产物又合成新的矿物，如其它的硅酸盐矿物和铁铝的氧化物(见图 2.2)。

新形成的矿物可以就地积累，也可以在形成后移动到下部或累积在较低的土层，随着物质从一个土层向另一土层移动，土层就形成了。上部土层具有移去特别成份后特征，那些移去物质的积累和其它成分可以在下部显示特征,另外，土壤层次可以产生不同的特征，虽然来源于同一原始母质。

简单化合物的移动和累积

风化产物的可溶物质包括正电荷离子(阳离子如 Ca^{2+})和负电荷离子(阴离子如 SO_4^{2-})(见图 22)。在湿润区，这些物质被降水移动到下部，或者被植物根系吸收，和再循环进土壤，或者在排水中被移去，当然，在低降雨区，这些离子移动到亚表层，它们结合形成不水溶性化合物，如方解石(CaCO3) 和石膏(CaSO4.2H2O)，在半干旱和干旱土壤中通常具有这类化合物的层次。

在干旱区的一些土壤，水溶性盐如氯化钠(NaCl) 和硫酸钠(Na_2SO4) 也可以在土壤表面或接近土壤表面积累，在水分向大气的蒸发之前，随水向上转移。

物理性质 土壤发生包括不同土层物理性质和化学性质的变化，最典型的变化是反映土壤结构的变化，那就是土壤颗粒在土壤团聚体中的组成和排列。有机矿物层接近土壤表面通常具有团粒型结构，从表层到原始母质层的结构各具不同，同样，块状和棱柱状结构特征在心土层出现，特别是那些粘粒的积累，土壤结构在3.3节我们进一步讨论，它对土层特征描述和进而进行土壤分类是非常重要的。

自然土壤发生 以上风化、移动和累积的例子简单地说明了土层是如何形成的，从而也说明了土壤的发生过程，但在专门研究土壤土层之前，有两点必须加以强调。第一，这些土壤发育的母质是不同的，它们的深度有很大的不同，这些一定母质性质的差异，在土壤的发生开始之前就一般存在。因此，特定的土壤不仅认为它必须有特定的发生层次和性质，这些是在土壤发生期间产生的，而且它们的层次或特点，也完全可能继承了母质。

第二，这个应该记住，土壤发生过程对不同的土壤有不同的进行速度，因此对一些土壤，土层的发育过程在这个或在那个地方不仅开始不同，而还在不断向前发育。以后或某些时候可称作"发育良好的土壤"，这里的意思是说现在我们看到的土壤剖面 1500-2000 年之前有很大的不同，和 2000 年之后也将有不同。土壤发生的动因属性必须与以注意。

3.3. 土壤剖面

前节所述的土层发育，最后形成的自然体叫做土壤。每个土壤就具有一定的土层序列特征,这种土层序列的形容称作土壤剖面。现在应注意构成土壤剖面的主要土层和描述它们的专六门名词。

主要土层 为了学习和描述的方便，认为有 5 种主要土层，它们可用 O、A、E、B 和 C 词头来标明，这些主要层的、次要层或再划分可以用下标字母。土壤剖面中常见的如图 3.7。

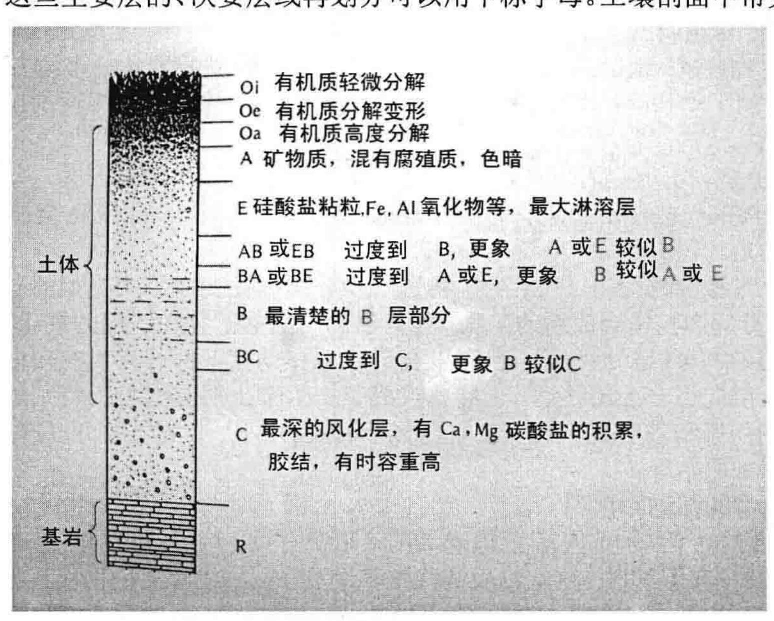


图3.7. 理论的矿质土壤剖面，显示可能出现的温带湿润区排水良好的土层任何特有的剖面可以出现一部分这些土层，并且相应深度可以变化。另外，有时可以出现比所示更详细亚层。土层包括 A,E 和 B 层，加上胶结层的 C 层。

O 层(有机质层)，该 O 组是由矿质土壤上部形成的有机质层组成。它们是由死亡的植物和动物的枯枝落叶起源产生。O 层通常发生在森林地区，在草原地区一般缺乏此层，它

们特别层次是：

Oi：有机质层，原来的动植物残落物层，只有轻微分解。

Oe：有机质层，残落物中等分解。

Oa：有机质层，残落物高度分解。

A 层：A 层是最上部的矿质层，它是含有大量分解的有机质(腐殖质) 的混合物，这些有机质给于下层以深色。

E 层：E 层是最大的冲洗和淋溶层，来自拉丁文 ex 或 e，是出去 Luviation 是冲洗，冲洗和淋溶的物质是粘粒，铁和铝的氧化物，留下集中的抗分解矿物质，如石英，砂和粉粒。E 层颜色通常浅于 A 层，并处于 A 层之下。

B 层(淀积层)：B 层为亚表层，包括从上部甚至从下部而来发生淀积的层次(illuviation 来自拉丁文 il 是进来,Luviation 冲洗)，在湿润区，B 层是最多的铁铝氧化物和硅酸盐粘粒物质的积累层，在干旱、半干旱区，碳酸钙、硫酸钙和其它的盐类可积累于 B 层。

B 层有不正确的叫做心土，土壤 A 层较浅时，部分 B 层可以参与耕作层，并变成"表土"部分。在另一种土壤，如 A 层较深，耕作层或表土层可以包括 A 土层的一部分上部，而心土层应该是 A 层的下部的一部分，而下部和 B 层相邻。这里应该强调，在土壤管理的应用中应该区别(表土，心土) 和土壤剖面描述时也应该区别。

C 层：C 层是未固结物质，位于(A 和 B) 土体以下，它可能是或可能不是形成土体的母质,C 层在主要的生物活动区之外，一般受上部土层的成土过程影响较小，它的上层在一定时间可以随着风化和蚀变成土体的一部分。

R 层：下部的母岩层，具有很少明显风化。

过渡层：这些主要层(O、A、E、B 和 C)之间的过渡层次称作过渡层。它可以是某一个层的性质占优势，但也可以是另一个层的性质占优势，常用两层的第一个字母来描述过渡层(如 AE、EB、BE 和 BC)，占优势的常写在次要层之前，字母组合如 E/B 是用过渡层次标注，这儿 E 特征在该层较明显，而另一部分具有 B 特征。

表 3.1 下列主要土层特征注记下标字母符号

字母	特征	字母	特征
a.	有机质，高度分解	O.	Fe、Al 氧化物积累
b.	埋藏土层	F .	耕作或其它扰动层
c.	结核或瘤状体	q.	硅酸盐积累
d.	浓厚的非固体物质	r.	风化或疏松基岩
e.	有机物质，中等分解	s.	有机物质和铁铝氧化物淋入积累
f.	冻土	t.	硅酸盐粘粒积累
g.	强潜育化(锈纹锈斑)	v.	网纹层(高铁，红物质)
h.	有机质淋入累积	w.	特征颜色和结构
i.	有机质轻度分解	x.	脆盘(高容重)
K	碳酸钙积累	y.	石膏积累
m	胶结或硬化	z.	可溶盐积累
n	钠积累		

次要特征 主要特征的继续特征是专门性质. 如显著颜色或如粘粒, 粉粒的物质累积, 常用专门特征的指定字母来标注, 这些次要特征的目标见表 3.1. 的说明, 通过说明, 如 Bt 层是 B 层有粘粒积累特征(t), 同样, 在 Bk 层中, 是 B 层在碳酸钙的积累(k)。

实际剖面的土层 显而易见, 任何一个土壤剖面将不可能呈现图 3.7. 集中叙述的一切土层, 如在排水良好的土壤一个土壤剖面通常发现 Oe 或 Oa(如果是林地),A 或 E 二者依环境而异, B 或 Bw 和 C 的土壤发生条件将决定那些其它土层的存在和发育好坏。

当一个荒地土壤耕作栽培后, 上部 15-20Cm(6-8 英寸) 变成耕作层, 当然耕作必然会破坏土壤剖面, 即部分原始层次状况。耕作层变成似乎是均质的, 有些土壤的 A 和 E 层厚于耕层(图 3.8), 而另一种情况以上层相当薄耕作层要进到 B 层上部或再往下进入 B 层中.

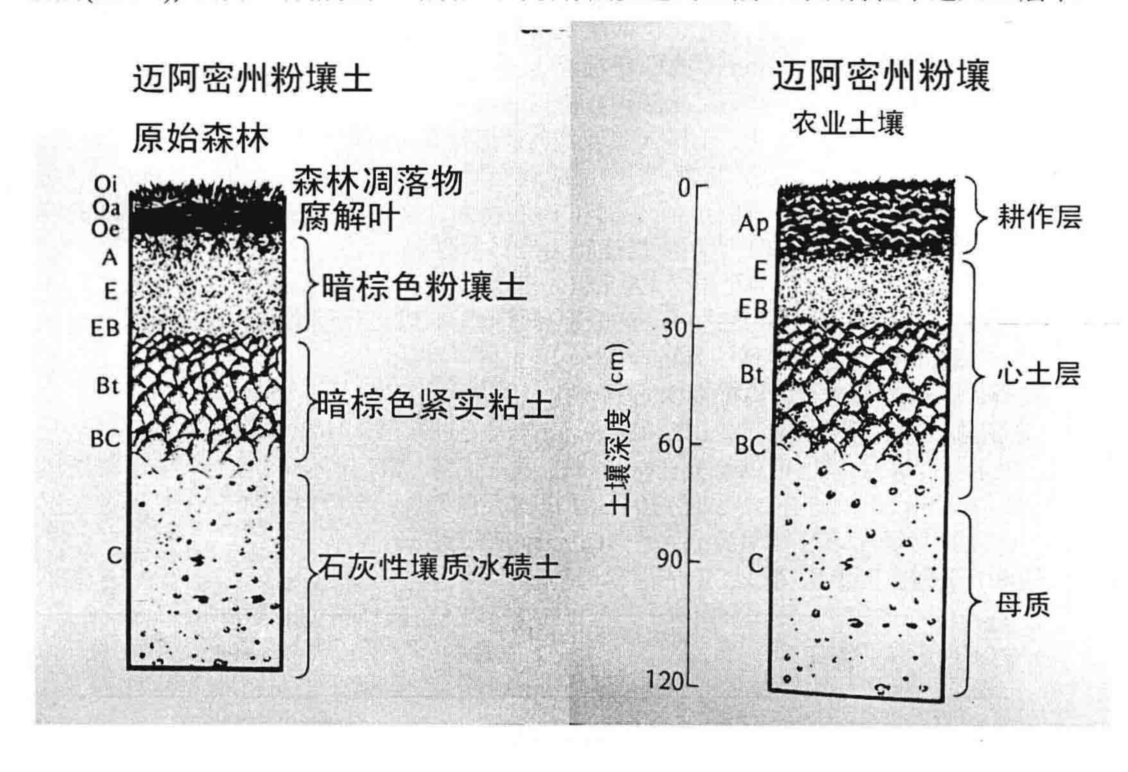


图.3.8. 一般的迈阿密粉砂壤土剖面。美国东部的一个淋溶土, 耕作前后的土地。表层被耕作混合成所谓的耕作层。如果遇到侵蚀, 它们可能消失或部分消失。同时有部分 B 层在耕作层内。

在一些耕地, 严重侵蚀会造成缺失剖面, 表层土壤被冲刷掉, 犁底层逐渐下延, 目的是为了保持恰当的犁底层厚度, 在很多情况下, 耕作层即乎进入整个 B 层, 而且 C 层也相当接近表面, 现在许多农民耕作在 B 层。在剖面研究和描述中, 这种情况要细心分析, 比较接近侵蚀的位置, 可以说明侵蚀是如何发生的。

3.4. 土壤单体的概念

在土壤形成过程中, 土壤剖面特征从一个地方到另一个地方存在很大变化, 差别出现在性质上, 如土壤深度, 粘粒和有机质含量, 或许更重要的是, 层次发育程度。这些剖面特征差异, 不仅标明了从大陆到大陆, 从区域到区域, 而且还标明了野外从一个地点到另一

个地点的差异。实际上，这一显著的差异有时可以发现在数米之间。

理智地研究地球表面不同位土壤，和交流土壤的形成，土壤分类系统的发展方面的信息，通过这些分类系统，土壤可以被理解为是由大量的称作土壤的单位和自然体组成。每个单体土壤具有一定的土壤性质，而和另一个土壤相区别。

单体

野外土壤试验和研究需要确立性质的种类和范围，这就是一定土壤单元特征，如野外研究焦点应放在三维单元，虽然这个单元很小，但是也要足够的大以便调查土层性质和鉴定属性范围大小变化大约从 1 至 $10m^2$(11 到 110 英寸平方)，并称作单体(pedon)(和迎面“head　　on” 同音,Pedon 来源于希腊文 pedon，土壤(图 3.9)。

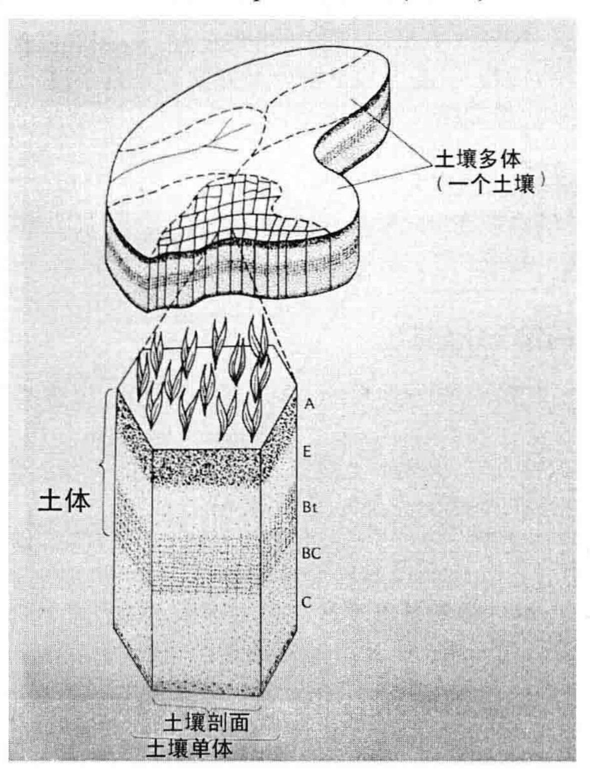


图 3,9. 图解说明土壤单体和土壤剖面的概念特征。注意若干个特征相似联接的单体组合在一齐成一个较大的区(用断线分开) 称作土壤多体或一个土壤，在土地图上有若干个一个土壤。

由于单体很小，所以单体很明显不能用多野外分类系统的工作基本单元，但是，一组单体称作多体，野外密切组合和相似性质，其大小足以用作分类单元或一个土壤，该组在概念上接近美国称作为的土系，在美国有近 17000 个鉴定过的土系。这些土系是美国国内土壤分类的基本单元。

土壤的概念现在已确定出两个极端，一个极端是将土壤称作自然体，用三维样本单元(个体) 来描述，相应的个体组(多体) 称作土系。另一个土壤极端是所有自然体的集合，包括水、固体岩石和地壳的其它自然部分。这两个极端，是人们整理土壤科学知识，制订精确的土壤分类系统相反的两端。

3.5. 土壤分类系统的发展

在整个历史中，人类利用不同体系对土壤命名和分类，从时间上首先是利用耕作作物，人们注意到了土壤的不同并对它们进行分类，如只称作好土和坏土。在老的中国、埃及、希腊和罗马文化都认识了土壤作为作物生长载体的差异，这一认识现在还是常有的，有的把好土描述成好的“棉花土”、“大豆土”、“苜蓿土”、“小麦土”、或“水稻土”。

土壤分类有的是按地质母质进行分类，这些母质是形成土壤的来源，称作“砂”或“粘土”土，有的叫做“石灰石”土和“湖积”土，这些名字都有地质学意义，并且今天还在用。

俄国土壤学家 V.V.Dokuchaev 和他的同事们首先创立土壤可以进行人为分类的自然体的概念，他们还注意到土壤特征与气候植物的关系,Dokuchev1883 年的专著发表了这个主体。但由于国际联系少，直到二十世纪前期才受到重视，美国农业部的 C.F.Marbut 在那时就接受了土壤体的概念，1927 年发表的土壤分类方案就是基于这一概念，他第一次将该方案于 1935 年进行了修改，更加综合的方案是在 1938 年和 1949 年,1949 年的分类系统用了约 25 年。

美国农业部土壤调查队与其他国家的土壤科学家合作，发展了新的以土壤性质为基础的综合土壤分类系统，该系统在 1965 年开始利用，它的利用最少来说有 45 个国家的科学家，本书我们将采用这一系统。

3.6. 土壤分类-新的综合分类系统

综合土壤分类系统叫做土壤分类学(土壤调查队,1975)，该分类保持了自然体的概念，和其他两个主要特征而使它最为有用，第一，该系统的基础是土壤性质，该性质的测定是别人可以查核的,这就减少了关于某一土壤在分类中地位的争论，而这些争论在科学家讨论以发生学或假定发生学为基础的分类时是很常见的。

第二个大的特点是该土壤分类学独特命名法，每个土壤名称都具有土壤主要特征的含义。下面在简要地提及这个系统的主要标准土壤性质之后，将谈到到所采用的命名法。

土壤分类的基础 土壤分类学是以现代已经发现的土壤性质为基础的。虽然分类的目标是将发生相似的土壤归为一组，而分组的标准是土壤性质，这样一来，土壤发生并不是被忽视，因为土壤性质常常直接反映了土壤发生，重视了土壤性质也就间接地重视了土壤发生。

所有的化学、物理和生物性质，这些本书所提到的都可用作土壤分类学标准，举几个例子如水分、温度、颜色、质地和土壤结构。化学的和矿物的性质如有机质含量、粘粒、铁和铝氧化物、硅酸盐粘粒、盐、PH 值、盐基饱和百分率,和土壤深度是另一个重要的分类标准。某些诊断土层的有无决定了分类系统中土壤的位置，所以它们将受到我们的重视。

诊断土层 诊断土层存在于表层和亚表层。诊断表层称作土体表层(来源于希腊文 epi“上面”和 pedon“土壤”而来)。土体表层包括上面由有机质而变暗的土层，包括上部淋溶层或二者都包括。它还包括部分 B 层(见 3.3 节，假如 B 层被有机质显著变暗的话。已供认有六个土体表层(表 3.2)，但在美国土壤中只有四个是要要的。另外两种分别称作人为表层和生草表层是人们集约利用土壤的结果，它们只部分地出现在欧洲和亚洲。

表 3.2. 矿质土壤用以区别综合分类系统中高级单元的诊断土层的主要特征

诊断土层(和标记)	主要特征
表层=土体表层	

松软表层(A)	深厚,暗色,盐基饱和度高, 结构性强
暗色表层(A)	盐基饱和度低, 其它同松软表层
淡色表层(A)	浅色, 有机质含量低干时硬大块状
有机质表层(o)	有机质含量高, 一年中有时过湿
人为松软表层(A)	人造似海绵土层, 有效 p 含量高
厚熟表层(A)	人造似草皮土层, 多年施肥产生
亚表层	
粘化层(Bt)	硅酸盐粘粒积累
碱化层(Btn)	钠含量高, 柱状或梭柱状结构
灰化层(Bhs)	有机质和 FeAe 氧化物积累
过渡层(B)	被物理移动和化学作用暗黑色层
犁底层(A 或 B)	耕作层下由耕作形成的有机质
和粘粒累积层	
氧化层(Bo)	高风化度, 主要为 FeAl 氧化物
和无粘性型硅酸的混合物	
硬盘层(m)	硅质胶结的硬盘层
脆盘层(x)	通常壤质,胶结性弱,脆盘
漂白层(E)	色浅, 粘粒和 FeAl 氧化物移出
钙积层(K)	有 $CaCO3$ 或 $CaCO3.MgCO3$ 累积
石膏层(y)	有石膏累积
积盐层(z)	有盐分累
似层层	低活性粘粒积累
石灰结盘层	结盘石灰层
石膏结盘层	结盘石膏层
簿层结盘层	由铁与锰和有机质胶结的簿盘
暗黑层	有机质累积层
网纹层	具有强酸的杂色斑

许多亚表层用来区别系统中的土壤, 这些也是所说的诊断层, 它们的主要特点见表 3.2. 它们的每层被用来通过不同性质帮助确定土壤在系统中的类别。

表 3.3. 白三叶草和迈阿密粉壤土分类比较

植物分类		土壤分类	
门	种子植物门	纲	淋溶土纲
纲	被子植物	亚纲	湿淋溶土
亚纲	双子叶植物亚纲	土类	薄层湿淋溶土
目	豆目	土族	细壤, 混合, 中温
科	蝶形花科	土系	迈阿密
属	三叶草属		
种	白三叶草	相	迈阿密侵蚀相

系统级别 土壤分类学有六级分类：(a). 纲(最广大的级),(b). 亚纲,(c). 土类,(d). 亚类,(e). 土族,(f). 土系(特殊性最强的级), 这些级可以和植物分类的级相比较, 表 3.3. 以白三叶草和迈阿密粉壤土为例表示相应的级别。

正如白三叶草被鉴别为一种特殊的植物一样, 迈阿密粉壤系鉴别为一种特殊的土壤。土壤和植物分类制在最高级别中也有相似之处。根据这样的背景现介绍六种土壤级别, 简要说明和命名法如下：

土纲 土纲这一级主要是以土壤形成过程为基础的, 它表明了主要诊断层的有无, 一个土纲内包括的土壤性质证实它们的发生相差不多。如草地植被下发育的土壤, 有相同的土层序列, 其特征是厚、色暗, 而土体表层金属阳离子多。它们被认为是由相同的发生过程形成的, 所以把它们归于相同的土纲-软土(Mollisols), 土壤分类学有 11 个土纲(表 3.4.)。

表 3.4. 土壤分类学中土纲名称、来源和主要特征

名称	来源	含义	主要特征
新成土(Entisd)	无意符号	新的(Recent)	剖面发育弱, 通常表层色淡
始成土(Inceptisols)	(拉)L.inceptum	开始(Inception)	诊断特征少的初期土壤, 淡色或暗色表层, 雏形层
软土 Mollisols	(拉)L.mollis,soft	松软的(Mollify)	松软表土,高盐基饱和度, 土色暗, 一些粘化或碱化层
淋溶土 Alfisols	无意义符号	淋溶(Pedalfer)	粘化或碱化层, 高至中盐基饱和度
老成土 Ultisols	(拉)L.ultimns,	最后的(Utimate)	粘化层和低的盐基饱和度
氧化土 Oxisols	(法)Fr.Oxide	氧化物(Oxide)	氧化层, 无粘化层, 高度风化
变性土 Vertisols	(拉)L.verto	转化(Invert)	高膨胀型粘粒, 干燥后裂缝深
干旱土 Aridisols	(拉)L.aridus	干旱的(Arid)	干旱土壤, 色淡表层, 有时有粘化层和碱化层
灰土 Spodosols	(希)Gk.spodo	灰化(Podels,Odd)	一般 FeAe 的灰土层和腐殖质累积层
有机土 Histosols	(希)Gk.Histo	有机质(Histology)	泥炭和沼译,有机质>30%
火山灰 Andisols	从 Ando	构成火山灰(Andesite)	来自火山喷发,水铝英石和 Ae-腐殖质复合物占优势

亚纲 亚纲是土纲的续分,它主要强调土壤发生的均一性质,因此, 湿度,气候条件和植破都能帮助确定发生过程的性质,而且确定该土壤的亚类有 47 个土壤亚纲是被公认的,美国常用的有 44 个.

土类 土类是亚纲的续分，土类区分的基础是诊断土层，不同的土类有不同的土层，同一土类有相似的土层种类和排列，有 230 多个土类被公认，美国常用的有 187 个。

亚类 亚类是土类的续分，构成土类中心概念的亚类称典型亚类。有些中间等级的亚类可以与其土纲或土类有共同的特征。有 1200 个亚类被公认，在美国出现的有 1000 多种。

土族 亚类中有相似的物理化学性质的土族类别，这些物理化学性质反应了土壤管理特别是植物的札根（如土壤-水-空气的关系）相似性。质地、矿物学、温度和土壤深变的不同是区别土族的主要基础。有 6600 个土族被公认。

土系 分类中最小的单位称土系，它是土族的续分，它们的区别特征主要是以土层的

种类和排列。理想地说，它包括一个土壤群，但是，在野外，它是土群的组合，它们联合成一个土系作。约有 16800 个土系在美国被认可。

命名法 用来标名各级土壤的命名法是这一系统的重要特征。各分类单元的名字都是几个音节的组合，它们大多是从拉丁或希腊字根演变而来，而且是几种现代语言的字根，因为土壤名字的每一部分都含有土壤性质或发生的概念，土壤名字能自动地形容被分类的土壤种类。例如旱成土纲（Aridisol 拉丁字 aridus，干旱和 Solun 土壤）表示干旱和旱地的特征。而始成土纲（Inceptisol 拉丁字 Inceptum 开始和 Solum 土壤）表示剖面才开始发育的土壤剖面。这样，土纲的名字是由：（a）字根，它一般解释土壤的特征，（b）字尾'土壤'这两部的联合。

亚纲的名字自动地规定它所属的土纲。例如潮软土亚纲（Aquoils)是软土土纲较湿的土壤(Aqua,水)和软土土纲(Mollisols)的结合。同样，土类的名字规定所谓的亚纲和土纲。粘化潮软土（Argiaquols）是粘化层(Argilla,白色粘土)的潮软土(Aquolls)。

在分类系统中不同级别的命各法可阐明如下：

软土（Mollisol)土纲

潮软土(Aquoll)　　亚纲

粘化潮软土(Argiaquoll)土类

典型粘化潮软土(Typic　Argiaquoll)亚类

注意软土(oll)出现在较低级名中,表明它们是属于软土纲(Mollisols)。同样，亚纲名字潮软土(Aquoll)包括在土类与亚类的命名中。只要给以亚类的名字，这个土壤所属的土类、亚纲和土纲就自动表明了。

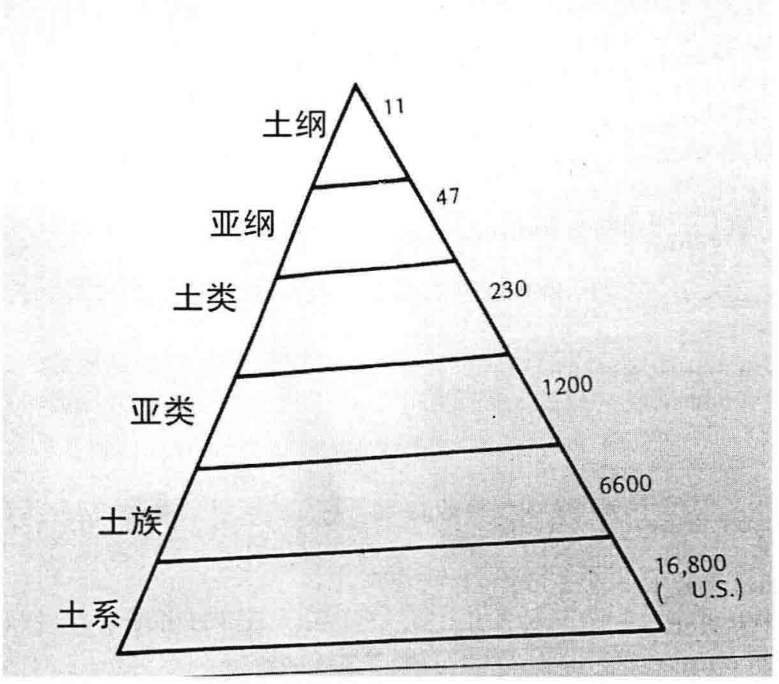


图 3。10。土壤分类学分类名目和 各类单元的大约数量[资料引自美国农业部]

土族的名字通常标明亚类中质地、矿物成分和与 50cm 深处土壤温度相同的土壤的集

合。如名字典型湿潮土，细质的混合（mixed),土温中等(mesic)表明:细质地,混合粘土矿物含量,土壤温度中温(8-15^{0}C)土族,属典型湿潮土亚类。

土系的名字具有地方意义，因为它通常指出这个土壤出现的地方。例如柯林斯堡(Fort collins),塞西尔,迈阿密,诺福克和安大略都用来表示土系的名称,首先使用接近城市或当地的名字。

在野外调查时，土系常进一步用土壤表层质地或其它特征来区分，这些野外作图单元被称为土壤相。象柯林斯宝壤土，塞西尔粘土，或塞西尔侵蚀相，常用相来指明。注意，虽然土壤相可以是实际的地方位置，但是它不是土壤分类学系统中的级别。

对新系统中的命名法作了上述简要说明后，现在讨论分类中的土纲一级。

3.7.土纲

已认识到有十一个土纲,这些土纲和它们的主要特征见表3.4.注意所有土纲的名字都有相同的字尾 sol(来自拉丁文 Solun)示土 壤之意。

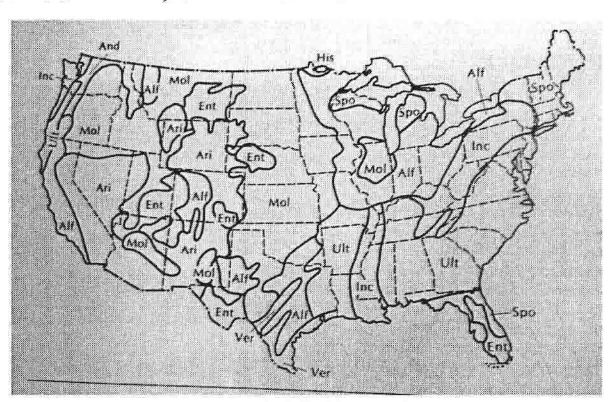


图 3.11.简化的美国以土壤分类学为基础土纲分类方案图示普通土壤图,更详细的美国世界土壤分类土壤图见附录 A。

图 3.11.是简化了的展视美国土纲分布的普通土壤图,国家的主要面积主要是用各个土纲标注,每个土纲剖面用更详细的彩色片普通美国土壤图(用封闭线绘制),对世界分类图见附录 A。

新成土纲（Entisols,土壤剖面发育少）

新成土是没有自然发生的层次(亚表层) 或仅开始有微弱发育的矿质土壤。大部分具有淡色的表土层和一部分具有人工土壤层和耕作土壤层。它包括新冲和物上生产力很高的土壤与光秃砂地上贫瘠的土壤, 基岩上很簿的土壤也包括在内。

在很大差异的环境条件下都能见到这个土纲的土壤, 在美国(见图 3.11 和附录 A) 例如在落基山地区及得克萨斯州西南, 在硬岩石上, 浅层的中等质地的新成土(典型新成土) 是很普遍的。它们大多用作牧场, 砂质新成土(砂新成土) 出现在佛罗里达、亚拉巴马和佐治亚等州), 并且在内布拉斯加州的砂岗地区, 是具有代表性的。砂新成土在湿润区常用作作物地, 一些柑桔、蔬菜和花生的生产是热带南方区砂新成土的利用。

新成土纲大概除美国以外在广泛的不同环境条件下都可出现(见附录 A), 典型的砂新成土在撒哈拉沙漠和沙特阿拉伯的流沙就是, 在南美洲和澳大利亚中北部和中部也很多, 新成土具有中到细的质地(典型新成土) 常发现在魁北克北部和阿拉斯加、西伯利亚和中国西藏。一些山区是新成土的典型如南美的安第斯山区和从土耳其向东延伸到巴基斯坦一些面积高地。

新成土的农业生产力在很大程度上取决于它们的位置和性质, 充足的施肥和可控的水分供给, 一些新成土具有相当大的生产力。发育在冲积泛烂平原上的新成土是世界上最有生产力的土壤, 但是深度的限制, 粘粒含量和水分的平衡都是限制大面积新成土集约化利用的因素。

始成土纲(Inceptison)(几个鉴定特征)

于很快始成土剖面是由形成并通常产生于交替的母质(照片 I)。始成土具有浅色或暗色表层, 亚表层含有较多的较显著风化和累积的硅酸盐粘粒, 铁、铝氧化物, 而有机质缺乏。始成土的剖面发育优于新成土纲, 但比其他土纲发育差。许多农业利用土壤含有一些限制生产力的因素, 如排水慢。

始成土可出现在每个大陆(见附录 A), 在美国主要出现在干旱环境, 如一些称作浅色始成土(Ochrepts)(来自希腊文浅色“Ochros” 原始“Pale”) 具有簿、浅色的表层, 从纽约南部延伸通过宾夕法尼亚的中部和西部, 弗吉尼亚州西部和俄亥俄州东部。浅色始成土而且在西班牙东南部通过法国中部到德国中部的广大地区占优势, 而且还出现在智利、北美北部、中国东部和西伯利亚西。

热带始成土(连续暖和条件下形成的始成土) 出现在懊大利亚西北、非洲中部, 印度西南和巴西西南部。湿始成土或潮始成土(Aquepts)(来源于拉丁文 aqua“水) ” 出现在亚逊河和恒河流域。

始成土的自然生产力变化很大, 例如, 太平洋西北是相当肥沃的, 并是世界上最好的小麦地, 相反, 一些低有机质含量的浅色始成土, 在纽约南部和宾夕法尼亚北部是不天然肥沃的, 那里早期进行了作物生产, 后又重新进行了造林。

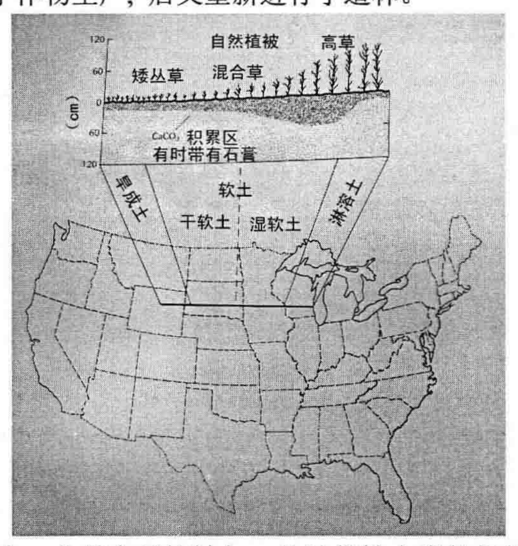


图 3.12. 图解美国中、北部自然植被与一些地带性土类的相关关系。当然, 控制是气候。注意, 深的有机质层和深的石灰层的积累过程, 从干旱区到东部湿润区草原土壤都是一个过程, 在草原植被淋溶土的发育和森林下相比, 通常森林下具有浅色的表层。

软土纲(Mollisoil) (草原黑土、软表层、富盐基)

软土土纲包括一些世界上最重要的农业土壤，软土的主要特征是具有软表层和表层厚、黑色和盐基阳离子如 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} (高盐基饱和度)(表 3.4 和彩片 1)，它们可以有粘化层(粘粒)、 碱化层、漂白层或过渡层，但没有氧化层和灰化层。表层通常具有团粒壮结构和团块状结构，这在很大程度上是由有机质的存在造成的，当土壤干时并不坚硬，这就是为什么要用软的概念来命名(见表 3.4)。大部分软土发育于草原植被之下(见 3.12)，美国中部的草原土壤处于西部的旱成土和东部的淋溶土之间，组成了这一土纲的中心。但是少数土壤发育在森林植被之下(主要在洼地) 具有松软表土层并属于软土土纲。软土的土壤温度和土壤特征见图 3.13。

软土土纲伊利诺伊州占优势(见图 3.11)，这些地方土壤水分不受制约，称为湿软土 udolls(来源于拉丁文 Udus，腐殖质)，　该区从北达科达到得克萨斯州延伸和干软土(ustolls，来源于垃丁文 ustus，燃烧) 相接，这里夏季间断干旱。在艾达荷州和优他州、华盛顿州、俄勒岗州和加利福尼亚州这些大面积干旱(来塬于希腊文 xeros，干旱) 区，有最干旱的软土，这一土纲的特点是它们在美国占的面积比任何其它土壤都大(见表 3.5)。

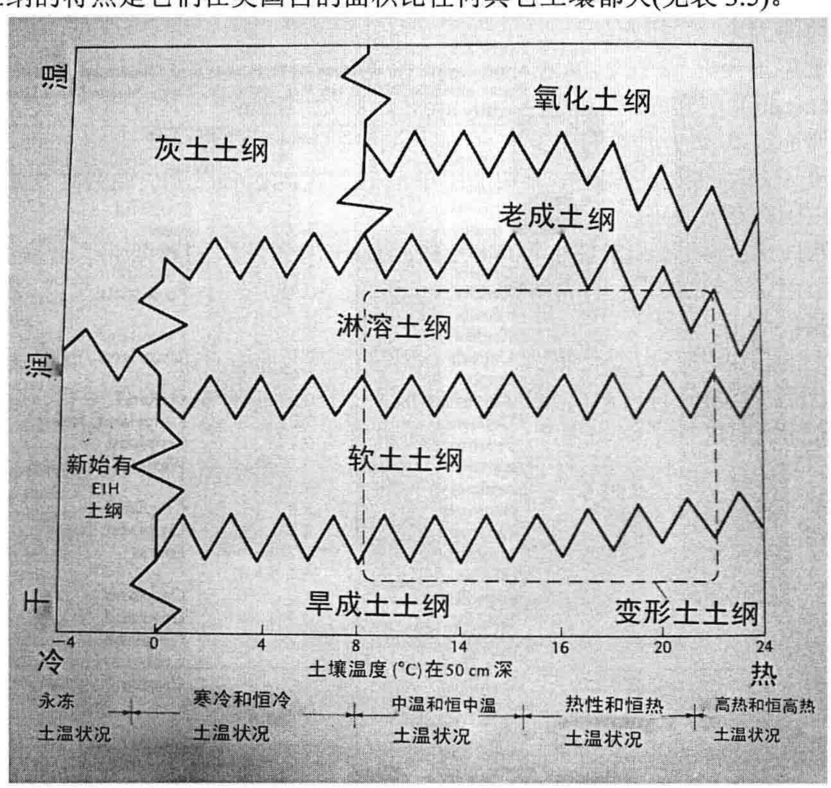


图 3.13. 图解一般的土壤湿度和土壤温度状况，六种最广泛的土壤土纲各特征。其它三种土纲土壤(新成土、始成土和有机土)，可处于任何土壤湿度和温度条件下(包括 EIH 新. 始. 有符号内)。变性土主要面积只在粘粒物质的充足的地方最广泛的土壤湿度和温度是在虚线框内。注意，这一关系只是大约的，并且较小范围面积的土壤的各纲发现在所标范围的外面，例如老成土(干老成土) 和氧化土(干氧化土) 土壤湿度水平至少一部分年分低于图中所标框范围。(这种利用温度状况作图主要是用来帮助鉴别土壤类型)。

除美国最大面积的软土外，俄罗斯自东向西延伸到心脏地带(主要是极地软土)，其他相当大的面积发现在蒙古和中国北部及巴拉圭与乌拉圭。

那些高自然肥力的软土(特别是湿软土)，使它们成为世界上较高生产力的土壤，当它

们首次被垦殖耕种，它们较高的自然有机质释放出充足的氮和其它的养分，在不施肥的情况下生产出较高的作物产量，这些土壤的大田是其它非灌溉地所无法相比的，即使今天，中等重施肥的自然肥力土壤带来产量的增加，在湿润区还是以软土为最大。这两种软土的照片见图 3.14。

淋溶土纲(粘化或碱化层、中一 高盐基)。

溶土纲主要是无腐殖质层或氧化层或灰化层的矿质土壤(见彩片 1 和图 3.14.)。它们具友灰至棕色的表土层(通常有淡色表层)，中一 淋高盐基，含有硅酸盐粘粒淀积层，粘化层阳离子交换量的盐基型阳离子(Ca^{2+}、Mg^{2+} 等) 的饱和度〉35%,这层称作为硅酸粘粒粘化层或碱化层，另外如果粘粒被钠饱和度大于15%就是碱化层，碱化层具有块状或柱状结构(见图 4. 8)。

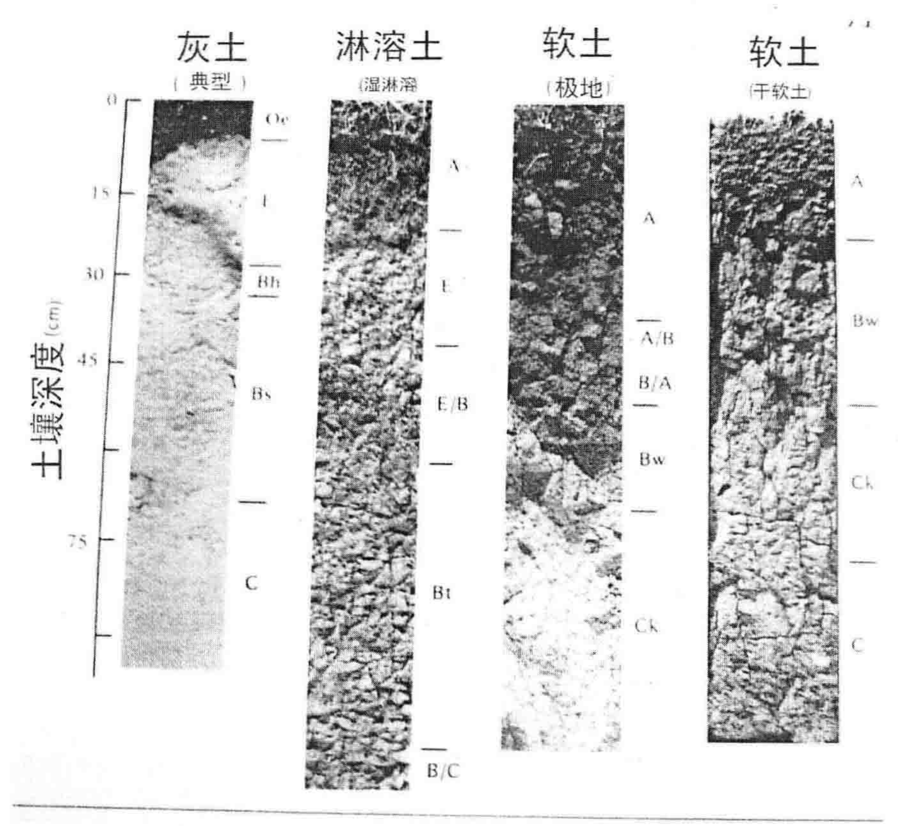


图 3.14. 4 个土纲典型的土壤剖面标本，亚纲的名字见括弧内。注意灰土腐殖质灰化层(B_h) 和铁累积层(B_s) 的特征。淋溶土可见沉积粘粒层(B_t)，和指标性的结构 B 层(B_w)，淡黑的表层(松软土体) 是软土的两个特征。注意钙的碳酸盐累积层 C_k) 在干软土中较高，这是在干旱气候下发育而成,E/B 层在淋溶土中的特征既像 A 层又像 B 层。

淋溶土比始成土有较强的风化，但比灰土弱。它们形成于寒冷到湿热区，但也可出现在半干旱热带区，大部分淋溶土常发生在自然落叶森林，而且在一些情况下发育在自然草原植被下。

淋溶土类型可分为湿(来源于拉丁文 udus，湿润) 淋溶土，在俄亥俄州、印第安纳州、密歇根州、威斯康星州、明尼苏达州、宾夕法尼亚卅和纽约州(见图 3.11)。 季节干旱淋溶土大面积在加利辐尼亚中部；一些寒冷极地(来源于西腊文 boreas，北极) 淋溶土分布在落

基山和明尼苏达州；干(来源于拉丁文 ustus，燃烧) 淋溶土分布在具炎热夏天的地区，包括得克萨斯州和新墨西哥州；潮(来源于拉丁文 aqua 水) 淋溶土分布在中西部地区。

表 3.5 美国和世界(括弧内) 不同土纲和亚纲大约的土地面积，它们的土地利用自然肥力状况

纲和亚纲	土地面积(%)	主要土地利用	肥力
淋溶土	13.4(13.2)		
潮淋溶土	1.0	作物地	高
极地淋溶土	3.0	森林	高
湿淋溶土	5.9	作物地	高
干淋溶土	2.6	作物地	高
季节干旱淋溶土	0.9	作物地	高
旱成土	11.5(18.8)		
粘化旱成土	8.6	草地	低
典型旱成土	2.9	草地	低
新成土	7.9(8.3)		
潮新成土	0.2	湿地	中
典型新成土	5.2	草地、森林	中
砂新成土	2.2	作物地	低
有机土	0.5(0.9)	湿地、作物地	中
始成土	16.3(8.9)		
潮始成土	11.9	作物地	中
淡始成土	4.3	作物地、森林	中—低

暗始成土	0.7	森林	低
软土	24.6(8.6)		
潮软土	1.3	作物地	高
极地软土	4.9	作物地	高
湿软土	4.7	作物地	高
干软土	8.8	作物地、草地	高
季节性干旱软土	4.8	作物地、草地	高
灰土	5.1(4.3)		
潮灰土	0.7	森林	低
典型灰土	4.4	森林	低
老成土	12.9(5.6)		
潮老成土	1.1	森林	低—中
腐殖质老成土	0.8	森林	低
湿老成土	10.0	森林、作物地	低
变性土	1.0(1.8)		
湿变性土	0.4	作物地	高
干变性土	0.6	作物地	高
火山灰土	1.9	作物地、森林	中
氧化土	0.01(8.9)	森林、作物地	低
其它各类	4.8(19.7)	阶地	—

淋溶土在全世界其它国分布(见附录A)，大面积极地淋溶土占优势出现在由波罗地海国家通过俄罗斯西部往欧州北部延伸。第二大面积出现在西伯利亚。干淋溶土在非洲北半部、 巴西东部、 印度东部和亚洲东南分布。湿淋溶土大面积分布在中国中部、英国、

法国和中欧与澳大利亚的东南部。季节干旱淋溶土主要分布在澳大利亚的东南、意大利和西班牙中部。

一般来说，淋溶土是生产土壤，良好的作物产量是由于有利的中至高的盐基饱和度，通常有利的质地，局部(一些极地淋溶土除外) 区域至少部分年分有利作物产量的充足降雨量。在美国这些土壤土地和软上与老成土是生产力较高的土地。

老成土纲(粘化层和低盐基)老成土具有粘化的粘粒层和盐基状况(盐基型金属阳离子对交换量的饱和度小于 35%),这就是说,50cm 深的年均温度在 8°C 以上，它们较淋溶土有较高的风化和酸度，但酸度弱于灰土，大多数老成土发育在湿润温带到热带气候条件下，除了湿老成土亚纲，老成土纲的亚表层通常是红或黄色，这是铁氧化物累积的迹像(彩片 I)。老成土还有一些残存的风化矿物，以和氧化土相区别，老成土形成于古老土地表面，标准情况下是在森林植被下，而且稀树草原或沼泽植被也是经常的。

美国东南部大部分土壤是属于这一土纲(图 3.11 和附录 A)，湿老成土亚纲，排水良好的湿老成土从东海岸(马里兰州至佛罗里达州) 向并沿密西西比河谷延伸，并是湿润东南部最广泛的土壤。腐殖质老成土亚纲(高有机质) 发现在美国夏威夷州、加利福尼亚东部、俄勒岗州、华盛顿州；腐殖质老成土还存在一些热带国家的高地，季节干旱老成土(老成土在地中海型气候) 局部发育在俄勒岗州南部和加利福尼亚州的北部和西部。

干老成土出现带有明显干旱季节的半干旱区和干淋溶土相伴随干老成土大面积出现在非洲和印度。

老成土在澳大利亚的东部和东北沿海占优势(见附录 A，略)，大面积老成土是在亚州东南地区和在中国南部，重要的面积还出现在巴西和巴拉圭南部。

但是，老成土的自然肥力不如淋溶土和软土，它要求很好的管理。它们所在的大部分地区生长季节长，并有充足的水分提供作物生长，老成土的硅酸盐粘粒是属于非粘结性，它们含有大量的铁铝氧化物，以确保易于耕作。它们有足够的化学肥力来提供，老成土有相当的生产力，在美国很好管理的老成土，完全可以和软土土纲，淋溶土纲同分在第一级农业土壤。

氧化土纲(氧化层，高度风化)氧化土在分类系统中是最高度风化的土壤(图 3.13)，它们具有淡色或暗色的土壤表层，但它们最重要的诊断特征是深的氧化表层，这一层通常具有较高的粘粒颗粒，并以铁铝氢氧化物占优势。风化和强度淋洗在这一层从硅酸盐矿物中移去了大部分硅，一些石英和 1：1 型硅酸盐粘粒矿物仍保存，它是以氢氧化物占优势。

氧化土的粘粒含量很高，但是这些粘粒都是非粘结型，氧化土风化的深度大于其它任何土壤,16 米或更深都可以看到风化。

氧化土发育在古老土地表面并大部分处于热带，相对其它大部分土纲对氧化土的了解往往较少，但是热带区的千百万人们依靠这一土壤提供衣食生产。

对氧化土纲最为著名的地区在南美和非洲(见附录 A)，正常氧化土(氧化土有或没有短期干旱季节)，出现在巴西和邻边国家，干氧化土(干热夏季) 地区大量在巴西南部与正常氧化土相接。氧化土大面积出现在中非局部发育在该区古老土地上面，和马来西亚与印度尼西亚。

氧化土的管理存在两个问题和机会，它们的大部分没被垦殖去自然森林植被，或一直采用古老的耕作方法，有些采用现代技术而获得结合性成功的例子，重施肥特别重视磷肥这是需要的。微量元素通常缺乏，在一些地区，连续的降雨使得一些耕作措施造成严重的土壤淋失裸露危害，即于这一原因，保持森林植被是该土壤占优势地区土地利用最明智办法，这些覆盖地可以用种植作物，包括油棕榈和橡胶，它们都是这些土壤的理想植物。

对氧化土作物生产研究认为，这些土壤生产粮食和纤维的一些潜力远远超过它们的实

际能力，在巴西和中非，这些土壤的一些地区显示了很高的生产力，当采取了恰当的管理时，当然自然森林植被在这一土壤上应该很好的保持。

变性土纲(黑色，膨胀粘粒)

变性土纲是粘结性或膨胀收缩型粘粒含量在 1 米深内高(>30%)的特征，这收缩膨胀在干旱季节发育成深和宽的裂隙(彩片Ⅰ)，大量的物质从土壤剖面上部落入裂隙，造成土壤部分"内翻"而上升，这种所谓的内翻是用来描述该土纲特征的一般方法。

变性土大部分出现在半湿润到半干旱环境中，该地区的平均土壤温度高于 8^{0}C(图 3.13)，在美国有些小面积但很重要的变性土(图 3.11)，两处处在湿润区，一处在密西西比州东部和亚拉巴马州亚部，另一处沿得克萨斯南海岸，这些土壤是湿变性土(来自拉丁文 udus，湿）亚纲，它们的湿度条件提供了每年 3 个月的干裂期。

两种其它的变性土出现在得克萨斯州东中部和南部，这儿土壤软干旱，由于裂隙期持续在这一地区一年五个月之多，土壤属于干(来源于拉丁文 ustus 燃烧) 变性土亚纲。区域特点具热干旱的夏季，季节干旱(希腊文 xeros 干旱) 局布在加利福尼亚。

在印度、衣索比亚、苏丹、澳大利亚北部和东部有大面积的变性土(见附录 A)，小面积的出现在非洲次撒哈啦和墨西哥、委内瑞垃、玻璃维亚和巴垃圭，这些土壤即乎都是些干变性亚钢和季节干旱亚纲，由于干旱的条件，较长的时间宽裂隙裂开状态的时间可达三个月或更长时间。

每一种主要的变性土区域都是重要的，这些土壤都是作物地，而且它们质地极细，收缩和膨胀特征使它们和其它作物产量比较友较小的稳定性；对建筑基础和路基稳定性也小于其它土壤。它们是具有粘结性和可塑性在湿时，在干时又易成硬块，由于湿时泥泞，干时成坚硬大块，它的耕作期机短，在印度和苏丹的该土壤区，慢慢的畜耕和人耕是经常的土壤耕作，耕作不能按时完成是由于适耕时间极短，耕作工具陈旧，牲畜拉犁，土壤粘重。

尽管有一定的限制，变性土还是广泛的耕地，特别是在印度、衣索比亚和苏丹，高粱、玉米、谷子和棉花作物通常生长在该土壤上，但产量一般较低，最近研究看出，这些大面积的土壤可以大量增加粮食作物产量，如果改进土壤管理措施。

旱成土纲(干旱土壤)

旱成土干旱土壤的特征是具有一个淡色的表层，一般颜色轻，有机质含量低(彩片Ⅰ)，它可以具有碳酸钙、石膏、水溶盐(盐性) 和钠(碱性) 的累积层，除非那里有地下水或灌溉，土层在一年之中湿润时间很短。这一短期的湿润期可足以不发生干裂和完成每年的种植，但达不到标准的一般产量。如果地下水接近地表，水溶盐经常累积到作物难以忍耐的水平。

旱成土一般出现在干旱区，大面积的旱成土是粘化(来源于垃丁文 argilla 白粘土) 旱成土，具有淀积粘化层，大量出现在加利福尼亚州、内华达州、亚利桑那州南部和新墨西哥州中部(图 3.11)，粘化旱成土还延伸到新墨西哥。小面积的典型旱成土(无粘化层和碱化层的旱成土) 出现在一些西部的州。

大面积的旱成土出现在非洲的撒哈垃沙漠，中国的戈壁滩沙漠和塔克拉玛干沙漠与土库曼斯坦的土库曼斯坦沙漠。澳大利亚南部和中部大部分土壤是旱成土，另外出现在阿根廷南部、非洲东南、巴基斯坦和中东国家也有旱成土。

无灌溉旱成土不适宜生长栽培作物，有些地区用作羊牧场，但单位面积产量低，这里灌溉水是有效的、旱成土可以获得高产，干旱区的灌溉谷地是属于世界的最高产量。但是对它们要细心管理，防止可溶盐的累积。

灰土土纲_(灰化层，低盐基)灰土是含有灰化层的矿质土壤，亚表层具有机质积累和铝氧化物积累，没有或无氧化铁积累(彩片Ⅰ和图 3.14)，这是诊断层，这层常在淋溶层下，标准的漂白层具有较轻的颜色，因此，被描述成"木灰层"。

灰土形成大部分质地粗、酸性，母质易淋洗，它们只发育在湿润区，并通常是寒温带(图 3.13)，森林是其自然植被，大部分灰土发育在这种植被下。

金属离子的含量特别低，象针叶林，看来能够促进灰土的发育，这是由于低盐基树种的分解，强酸性的发育。渗漏水将酸淋向下部土壤剖面，上层受到强烈的酸性淋洗不，除石英外，大部分矿物被移出，在低层，铝和铁的氧化物和有机质沉淀，因此对灰土剖面的形成有重要意义。

美国东北部的许多土壤如密执安州北部和威斯康星北部大部分是这一土纲(图 3.11 和 3.14.) 的典型灰土，上面所说是一般情况的描述。当然，潮灰土因为它们是季节性地下水饱和，具有和潮湿有联系的特征，潮灰土的主要面积出现在佛罗里达州。

这一面积的灰土在东北延伸到加拿大，其它大面积的这一土壤出现在北欧和西伯利亚，小面积的出现在北美北部的温带区的寒凉山区。

灰土无自然肥力，但这种土壤通过恰当地施肥产量很高，如缅因州北部生产土豆的土壤就是灰土，同样一些蔬莱和水果生产的土壤在佛罗里达州、密执安州和威斯康星州等，这些大部分低自然肥力的灰土都是无比的耕地。它们大部分被森林所覆盖，蔬菜在其下面能够正常生长。

有机土土纲(有机质土壤)有机土的特征是具有高的有机碳含量(新片Ⅰ)，至少是 12%(有机质的含量 20%),这一最小的碳含量对有机土当在粘粒的含量等于大于 50%时有机碳的含量至少是 18%(有机质含量 30%)。

有机土典型地形在水饱和环境下，如泥炭沼泽，它可以形成在任何气候条件下，从四季永冻到常年降水排水区和耕作区，有机植物组织随着分解而消失。

虽有机土较其它土壤的分类简单，但也有四个亚纲在野外得到了验证(见表 3.6)，当人工排水后，这些土壤在局部地区有实际的重要意义。可以有相当的生产力，特别对蔬菜作物，这些特点将在第十章较详细讨论。

火山灰土土纲火山灰土纲特别是指发育在火山喷发物上的土壤，由于这些物质是近地质时间沉降物质，它们的风化程度不太高，火山灰土 35cm 以上胶体部分占优势的是硅酸盐矿物铝英石、伊毛缟石和/或铝—腐殖质复合物，上层特征黑色和容重小。

火山物质矿物有火山物质风化物，风化产生的无定形或结晶差的铝英石，伊毛缟石和氢氧化正铁，但是这些胶体没有向下转移。火山灰土过去曾分类在始成土的亚钢，此土的含义是土壤剖面发育最弱。

火山灰土出现在有较深火山灰的地方和其它火山喷发物累积的地方，它们在风化发育的土壤上有着相当的生产力，在华盛顿州、爱达荷州、俄勒岗州(见图 3.11)；其它的具生产力的火山灰土出现在日本、厄瓜多尔国和哥伦比亚国及印度尼西亚国这些地方有火山喷发沉积物。

土纲简索 土壤系统分类土纲简索见图3.15，这个简索在附录A更为详细，用以说明土纲间的关系，该简索应该认真学习。

11 个土纲的每土纲在美国和世界大约的土地面积列入表 3.5。注意软土和始成土纲有百分数高于美国的其它土纲，美国的旱成土和淋溶土面积百分数在全世界最大。

土壤剖面

土壤无 B 层

土壤膨胀粘粒不占优势…… Ⅰ. 新成土

土壤膨胀粘粒占优势…… 2 变性土

发 育弱　　土壤 B 层薄……………………………3.始成土

土壤 B 层最薄………………………………4.旱成土

土壤 B 层最厚　土壤通常湿有厚的黑 A 土 5.软土

土壤剖面发育中等(有土层差别)

土壤 B 层粘粒丰富　土壤在 E 层上　肥沃 6.淋溶土

有簿的 A 土层　不肥沃 7.老成土

土壤 B 层铁、有机质丰富………………………………8.灰土

矿质土壤(有机质<25%)

土壤高度风化………………………………………9.氧化土

土壤发育于火山灰　土壤胶体以水铝英石和相似矿物或铝腐殖质复合物占优势…10. 火山灰

有机质土(有机质>25%)…………………………………………………………11.有机土

图 3.15. 用来区别土壤系统分类 11 个土纲的简索表[见附录 A 有更详细的简索，引自 M.Harpstapd,E.D.Holo 和 W.E.Bennett(1988)]。

表 3.6. 土壤系统分类的土壤纲和亚纲(注意纲后是纲内常见亚纲分类名称

纲	亚纲	纲	亚纲	纲	亚纲
新成土	潮新土	淋溶土	潮淋溶土	旱成土	粘化旱成土
	耕种新成土		极地淋溶土		典型旱成土
	冲积新成土		湿淋溶土	灰土	潮灰土
	典型新成土		干淋溶土		铁质灰土
	砂新成土		季节干旱淋溶土		腐殖质灰土
始成土	火山灰始成土	老成土	潮老成土		典型灰土
	潮始成土		腐殖质老成土	有机土	低分解有机土
	淡色始成土		湿老成土		半分解有机土
	生草始成土		干老成土		高分解有机土
	干热始成土		季节干旱老成土		水藓干有机土
	暗始成土	氧化土	潮氧化土	火山灰土	潮火山灰土
软土	漂白软土		干热氦化土		冷火山灰土
	极地软土		过氧化土		干热火山灰土

黑色石灰软土	湿氧化土	湿火山灰土
湿软土	干氧化土	干火山灰土
干软土	变性土 干热变性土	季节干旱火山灰土
季节干旱软土	湿变性土	碎屑火山灰土
	干变性土	
	季节干旱变性土	

3.8. 土壤亚纲、

土类和亚类旱成土干旱土壤的特征是具有一个淡色的表层，一般颜色轻，有机质含量低(彩片 I)，它可以具有碳酸钙、石膏、水溶盐(盐性) 和钠(碱性) 的累积层，除非那里有地下水或灌溉，土层在一年之中湿润时间很短。这一短期的湿润期可足以不发生干裂和完成每年的种植，但达不到标准的一般产量。如果地下水接近地表，水溶盐经常累积到作物难以忍耐的水平。

这 11 个土纲共分为 47 个亚纲，列入表 3.6,以特征为依据续分为亚纲，那就是同一级要最大发生的均一性，因此，土壤形成的湿度通用来作亚纲细分的依据(如 Aquents 潮新成土、Aquerts 干变性土、quepts 潮始成土)，干土(Ustalfs 干淋溶土 Ustults 干老成土)。

这种排列为系统分类的进一步分类提供了方便(如 wet 湿土和 dry 干土)，为确定在纲中的名称和土壤特征之间的关系，列出表 3.7，表中列入了亚纲名称的组成元素，以及给于它们的含义，例如 Borollsc(来源希腊文 boreas 北极) 就是寒软土。同样，土壤中的 Udults 亚纲(来源于拉丁文 udus，湿) 是湿老成土，同以标明亚纲间各自的主要特征以便对照。见表 3.6 和表 3.7。

土类　土类是亚纲的细分。土类规定主要看存在或不存在诊断土层以及这些土层的排列。诊断土层的名称，包括在土类名字的字根表中(见表 3.8)。注意，那些字根适用于土体表层如暗色的(unbric) 和浅色的(ochric)(见表 3.2)，也用于亚表层如粘化的(argillic) 和碱化的(nitric)，和用于盘层如硬盘(duripan) 和脆盘(fragipan)。

土类的名字是由土类的字根作为字首，附加在它所属的亚纲名字前面构成的，例如一个软土(ustoll)，具有碱化层(nitric norizon) 钠含量高，属于碱化软土土类(natrustoll)。众所周知,土类的数目是很多的，已经鉴定的土类在 230 个以上。

从三个土纲列举土类名称见表3.9，该表说明土壤系统分类的应用，特别是命名法的应用，这些名称是在土纲和亚钢前加上土类元素而定名，例如，粘化湿软土土类是在软土土纲湿软土亚纲前加上耕作淀积层，横向参考表 3.8. 土类分级定名中的区分特征，细心研究这两个表格将有利于更好地利用这一分类系统。

表 3.7. 土壤系统分类中亚纲名称组成元素

组成元素	来源	含义
alb	拉丁文 albus　白色	存在漂白层(漂白淋溶层

and	由 ando 形变	火山灰风化物类
aqu	拉丁文 aqua 水	特征是潮
ar	拉丁文 arare 耕	耕作混合层
arg	拉丁文 argilla 白粘	存在犁底层(粘粒淀积层)
bor	希腊文 boreas 北	冷
cry	希腊文 kryos 冰冻	寒
ferr	拉丁文 ferrum 铁	存在铁
fibr	拉丁文 fibra 纤维	中间分解阶段
fluv	拉丁文 fluvius 河流	泛滥平原
fol	拉丁文 folia 叶	叶质
hem	希腊文 hemi 一半	分解中间阶段
hum	拉丁文 humus 腐殖质	存在有机质
ochr	希腊文 ochros 淡色	淡色表土层(淡色表土)
orth	希腊文 othos 正常	正常、典型
perud	联续湿润	周年湿润气候
plagg	希腊文 plaggen 形变草皮	存在厚熟表土层
psamm	希腊文 psamms 红砂	红砂质
rend	Rendzina 形变 黑色石灰土	黑色石灰土类
sapr	希腊文 sapros 腐烂	高分解阶段
torr	拉丁文 torridus 干热	经常干旱
ud	拉丁文 udus 湿润	湿润气候
umbr	拉丁文 umbra 暗色	存在暗色表土层(黑表层)
ust	拉丁文 ustus 燃烧	干旱气候、夏季常热
xer	希腊文 xeros 干旱	季节干旱

表 3.8. 土类名称组成元素和它们的含义

(土类命名是在亚纲前面加上一个组成元素而成)

组成元素	含义	组成元素	含义	组成元素	含义
acr	高度风化	gibbs	暗红色	psamm	红砂质
agr	耕作淀积层	gyps	石膏层	quarts	高石英量
alb	漂白层	hal	盐	sal	盐盘
arg	耕种层	hapl	薄层	sider	游离氧化铁
bor	冷	hum	腐殖质	sphagn	水藓
calc	积钙层	hydr	淹水、水化	sulf	硫化物
camb	皱型层	kand	低活性粘土	torr	经常干旱
chrom	深色	luv ,lu	粘淀	ud	湿润气候
cry	寒	med	温带气候	umbr	暗色表层
dur	硬盘	nadur	同 natr 和 dur	ust	干旱气候、夏季
dystr,dys	低盐基饱和	natr	碱化层	verm	埴土动物穴

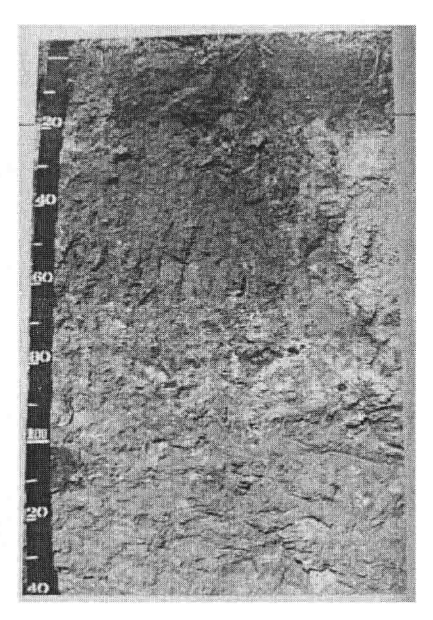
					多虫孔、动物扰动
ferr	铁	pale	残存		
fluv	泛滥平原	pell	灰黑	vitr	玻璃质
frag	脆盘	plai	薄盘		
fragloss	同脆盘和舌状白土	plagg	厚熟表土层	xer	干季
		plinth	网纹		

表 3.9. 土类名称举例，选取软土、淋溶土和老成土纲的亚纲中，在亚纲名称进一步定义土类名称的斜体部分

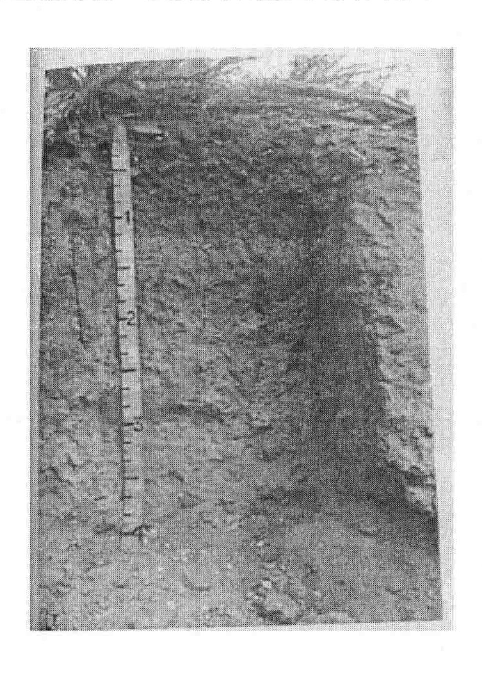
	进一步控制土类		
	耕作淀积层	最小发育层	古老地面
软土土纲			
1. 潮湿软土(湿) 亚纲	粘淀潮湿软土	薄层潮湿软土	—
2. 湿软土(润) 亚纲	粘化湿软土	薄层湿软土	残存湿软土
3 干软土(干旱) 亚纲	粘化干软土	薄层干软土	残存干软土
4.季节干旱(地中海气候)亚纲	粘化季节干旱软土	薄层季节干旱软土	残存季节干旱软土
淋溶土土纲			
1. 潮淋溶土(湿) 亚纲	—		残存潮淋溶土
2. 湿淋溶土(润) 亚纲	粘化湿淋溶土	薄层湿淋溶土	残存湿淋溶土
3. 干淋溶土(干旱) 亚纲	—	薄层干淋溶土	残存干淋溶土
4. 季节干旱淋溶土(地中海气候) 亚纲	—	薄层季节干旱淋溶土	残存季节干旱淋溶土
老成土纲			
1. 潮老成土(湿) 亚纲	—	—	残存潮老成土
2. 湿老成土(润) 亚纲	—	薄层湿老成土	残存湿老成土
3. 干老成土(干旱) 亚纲	—	薄层干老成土	残存干老成土
4. 季节干旱老成土(地中海气候)	—	薄层季节干旱老成土	残存季节干旱老成土

* 地中海气候=夏季干旱

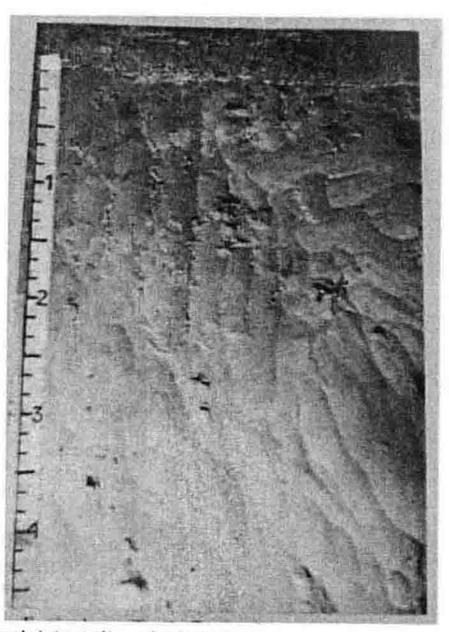
照片Ⅰ(土壤系统分类中的十个土纲剖面照片)



1.淋溶土纲—好气,淡色潮淋溶土亚类，来自纽约州西部。



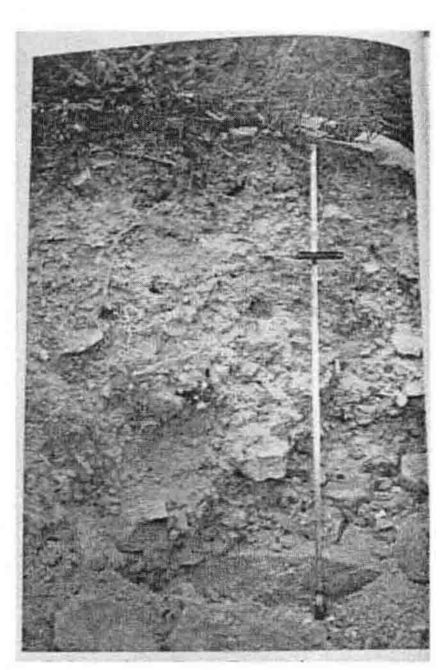
2. 旱成土纲一典型厚层过渡旱成土亚类，来自内华达州部。



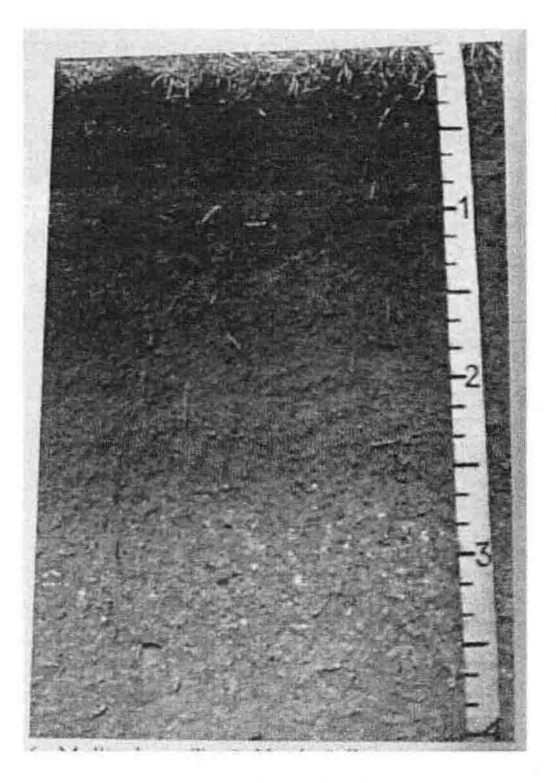
3.新成土纲一典型石英砂新亚类, 来自得克萨斯州东部。



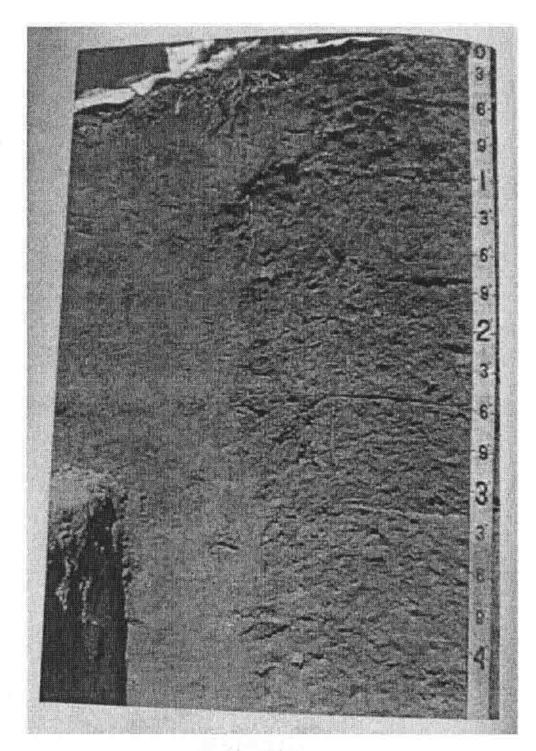
4. 有机土纲—湖成中高分解有机土亚类,来自密歇根南部。



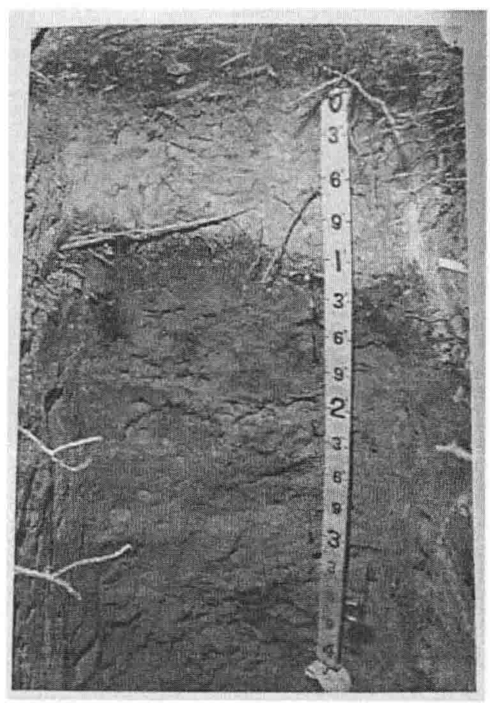
5. 始成土纲—典型不饱和淡始成土亚类, 来自弗吉尼亚西部。



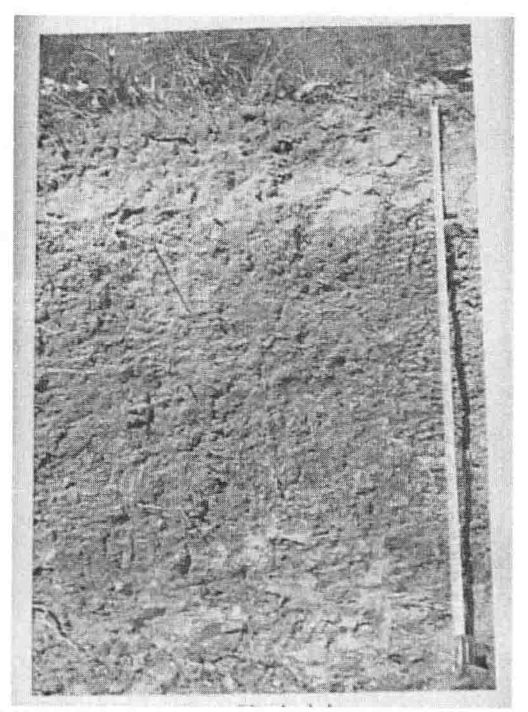
6. 软土土纲—典型薄层湿软土亚类，来自巴西。



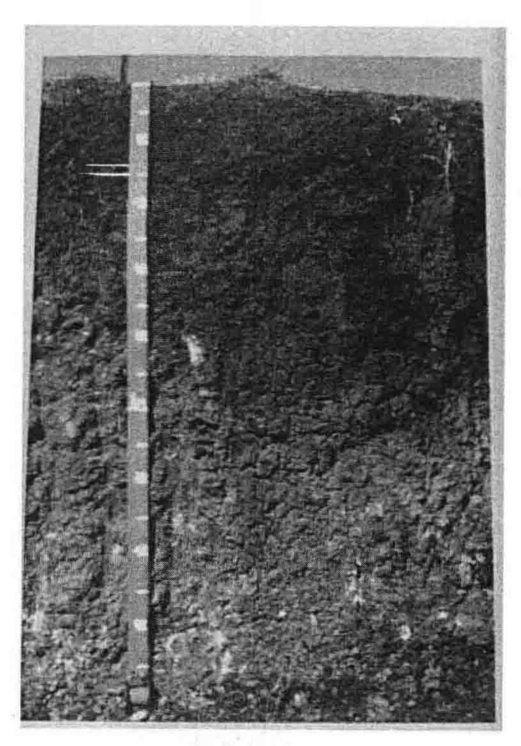
7. 氧化土纲—热带，薄层典型氧化土亚 纲，来自波多黎各中心。



8. 灰土土纲—典型薄层灰土亚类，来自 纽约北部。



9. 老成土纲—典型薄层湿老成土亚类，来阿肯色州西部。



10. 变性土纲—典型灰黑色变性土亚类，
来自澳大利亚昆士兰帮。



照片 ll

陆地资源卫星提供的地球土壤和其
它自然资源有价值的遥感信息。

11. 这张照片的地区在印第安纳州蒂
珀卡努县假彩色片，由三种光带
组成(两种可见光谱，一种红外线

光) 用来显示林区(红)和发育在大草原植被下的耕地(黑) 以及发育在森林植被下的耕地(浅色区)。



12. 这张照片地区是马里兰州昆安斯县切斯特河现代专题绘图(TM) 扫描用来提供适当可靠的详图, 假彩色有三种光带显示森林地区是棕色和红色, 较少土壤覆盖是绿色和兰色, 野外土壤的差异很明显。

亚类　亚类是土类的细分。有 1200 多个亚类被鉴定, 在美国有 1000 个亚类。亚类表明土类的中心概念, 和从这一中心概念到其它分类单元的等级。最接近土类中心概念的亚类称为典型亚类。例如典型薄层湿软土亚类, 就是薄层湿软土土类的典型, 湿软土, 排水受到限制, 分类属于锈斑薄层湿软土亚类(Aquic Hapludoll), 根据动物活动强度的痕迹可将动物(蚯蚓) 的活动性增加填土动物穴薄层湿软土亚类。

纲或土类有共同的特性, 如新成薄层湿软土亚类(Entic Hapludolls) 过度新成土纲。亚类的概念很好地说明了这个分类系统的灵活性。

3.9. 土族和土系

土族 土族级是依对植物根系生长关系重大的土壤性质而划分的。它的利用标准包括颗粒大小大约等级、 矿物、温度和根系可扎根的土壤深度。表 3.10. 举出了分级的例子, 是利用了该表(更加详细的表列入附录 B 中)。术语如壤、砂和粘是用来定义较大约的质地分级; 用来描述矿物分级的术语包括蒙脱石、高岭石、硅质、碳酸盐和混合物; 温度分级术语如寒、温。

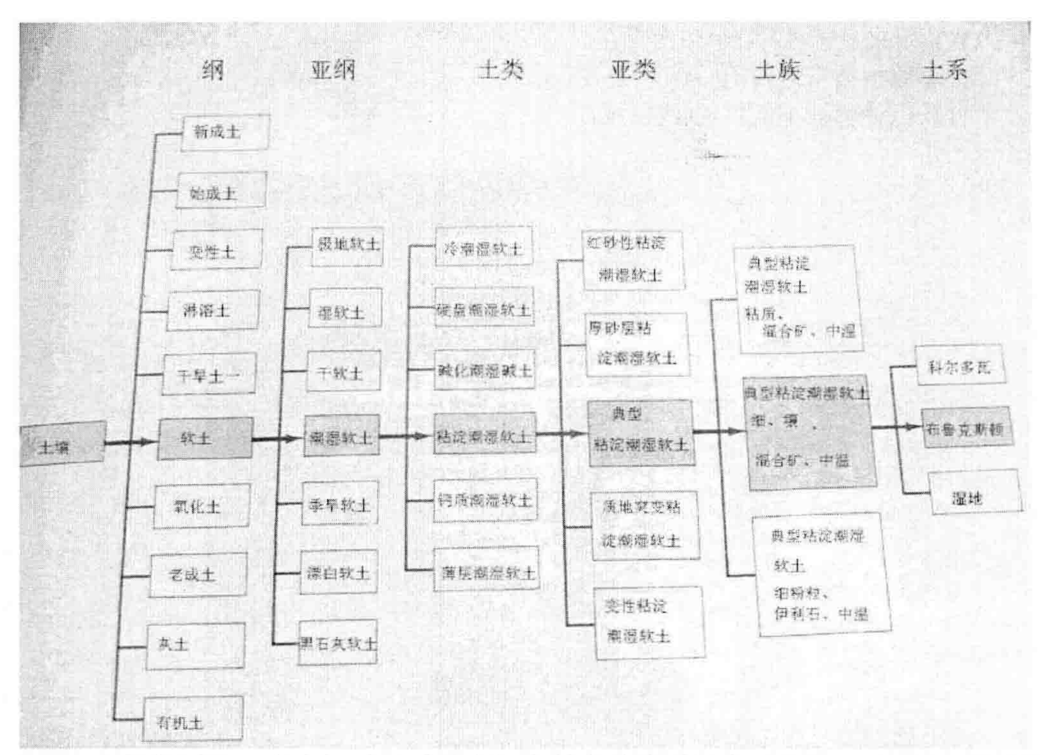


图 3.16. 图解说明一个土壤(布鲁克斯顿) 在整个分类系统中所处什么的位置, 显方框内显示的是软土土纲、潮软土亚纲、淀积潮软土土类等等, 其它的每种分类单元也可以看出。

因此爱阿华州典型粘定湿软土土亚类, 质地壤质,具有混合的粘土矿化和年均土温(50cm 深) 在 8 至 15 度, 因此分级为典型粘定湿软土壤土、混合、中温土族(Loamy,Mixed,mesicfamily)。相比之下，一砂质典型新成的弱发育灰土 ，高石英和设在一个寒冷地区，在加拿大东部，是被归类在典型冷冻正常灰土沙质， 硅质，冷凉型土族。

象术语薄和微有时也用在土族纲用来指明不平常的土壤深度, 美国已知的土族约 6600 个。

土系 土族续分出最低一级的系统级别叫土系, 土系根据土族中一个或更多的不重要的土壤性质的差异相互来区别, 土系要求详细研究变化层次的数量、顺序、厚度、质地、结构、颜色、有机质含量和反应(酸性、中性或碱性)。如距离表层的深度特征, 在一定深度碳酸钙的累积明显区域, 或明显颜色特征能够帮助鉴定土系。

在美国每个土系都给个名字, 通常用一些城市、村庄、河流和县名, 如法戈、马斯卡廷、塞西尔、莫哈维、安大略。美国土系共有 16800 个之多。

软土土纲的分类到底是布鲁克斯顿土系, 如图 3.16. 该图说明土壤系统分类中土壤间是何种关系, 综合概括了所有土壤和每个土系。该图值得研究。

表 3.10. 土族划分一般常用的颗粒大小、矿物学和土壤温度举例

颗粒大小级别	矿物学型	土壤温度等级
年均温度 C^{o}		

碎屑的	碳酸盐	冷性	〈8
砂质的	黑云母	中温	8—15
壤质的	硅质	恒中温※※	8—15
细一壤质的	高岭石	热性	15—22
壤粗骨的 ※	蒙脱石	高热	〉22
粘质的	氧化物		
混合物			

※出现岩石碎屑在35%以上。

※※所谓恒温是冬夏温差〈5°C，其他温度级〉5°C。

3.10. 土相、土壤组合和土壤链

土壤分类学是作为土壤调查进而作图的基础。该图反映了一定面积为基础出现的土壤类型，由于当地的特点和要求决定了这些图的性质，进而决定了一定的作图单元，大田土壤作图单元和土壤分类学的分类单元可以不同，进一步地说，作图单元可以包括一些更多的土壤系或两个或更多土系的组合，要根据野外情况，如以下土壤单元：

土相　虽然，土壤分类学中在技术上不包括这一级，相是影响土壤利用的一些重要差别基础上的细分，如表层质地、侵蚀、坡度、石质多少、可溶盐含量。土相为正常的和关键土壤分类或作单元建立了稳定的基础。例如，塞西尔砂壤土，坡度为3—5%；黑格斯敦粉砂壤土，石质。都是关于不同相的例子。

请注意，相可用于系统中任何水平的类别，如在纲水平可以有个浅软土，而在亚纲水平有个侵蚀软土，而在土类水平有个壤质湿软土等等。

土壤组合、复域和链　在野外，不同土类的土壤常常出现在一起，这样就是所说说土壤组合。这些土壤可来自同一土纲，也可来自不同土纲(见图 3.17)。这样一个浅层新成土在陡峻的高地上可同一个排水良好的淋溶土和新冲积土发育并列在一起。唯一重要的是它们都出在同一地区，土壤组合在实践中是很重要的，因为它们帮助我们决定报告中有效的综合土地利用模式。

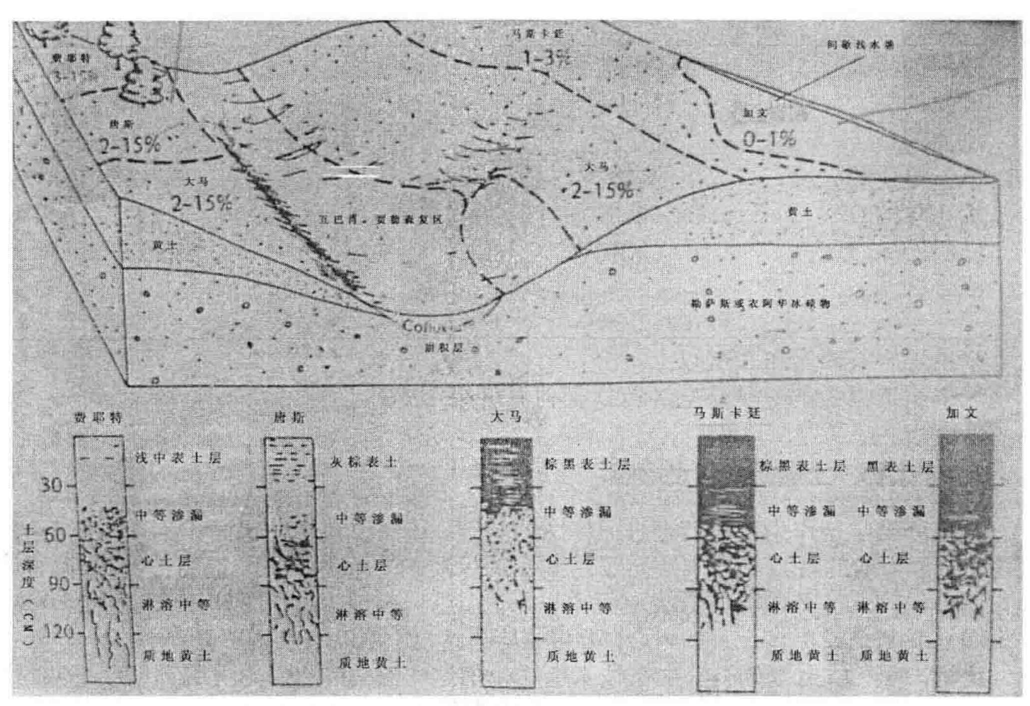


图 3.17. 衣阿华州的土壤组合。注意土壤类型与下列间的关系：(1) 母质；(2) 植被；(3) 地形；(4) 排水；图示两个淋溶土。(黄耶特和唐斯土相) 和三个软土(大马；马斯卡廷和加文土相)。

当土壤模式难以确定时，如果描绘每种土壤图有困难时，在这种情况下，通过相临土壤相互比较，进行复合，在土壤图上要标明是土壤的复合，并要在土壤调查报告中解释说明复合图斑中存在的土壤类型。

在相同的母质和相同的气候条件下发育的排水良好、 排水不完全和排水不良的土壤，常常在野外条件下挨在一起，这种基于不同排水和不同起伏的关系称为链，它对于一定地区的土壤分类是很有助益的。这种关系可以参考图 3.18，该图显示巴恩—马廷—瓦路西亚—奥登土壤链。虽然这个土壤链所有的四个或五个成员很少全部出现在某一给定区域里，但是图式说明排水和地形的关系。

土壤链的实际意义可见图 3.19，它表明几种作物对土壤不同排水的适应状况，关于作物选择和管理的建议书，常常是在排水等级的基础上做出的。这样的建议书对农田土壤调查详细研究和在农民选择土壤与作物最佳配合时是很有价值的。

3.11. 土壤的应用

前面所介绍的土壤分类土纲可以应用到土壤调查，土壤调查的职能是土壤分类，野外调绘基础图件，描述土壤田间性质，在美国根据土壤剖面特征把土壤分为土系和土相。因为土壤调查工作是局部的，他关心的主要是土系和土相，对较广大地区的土壤差异只给以概略的注意。

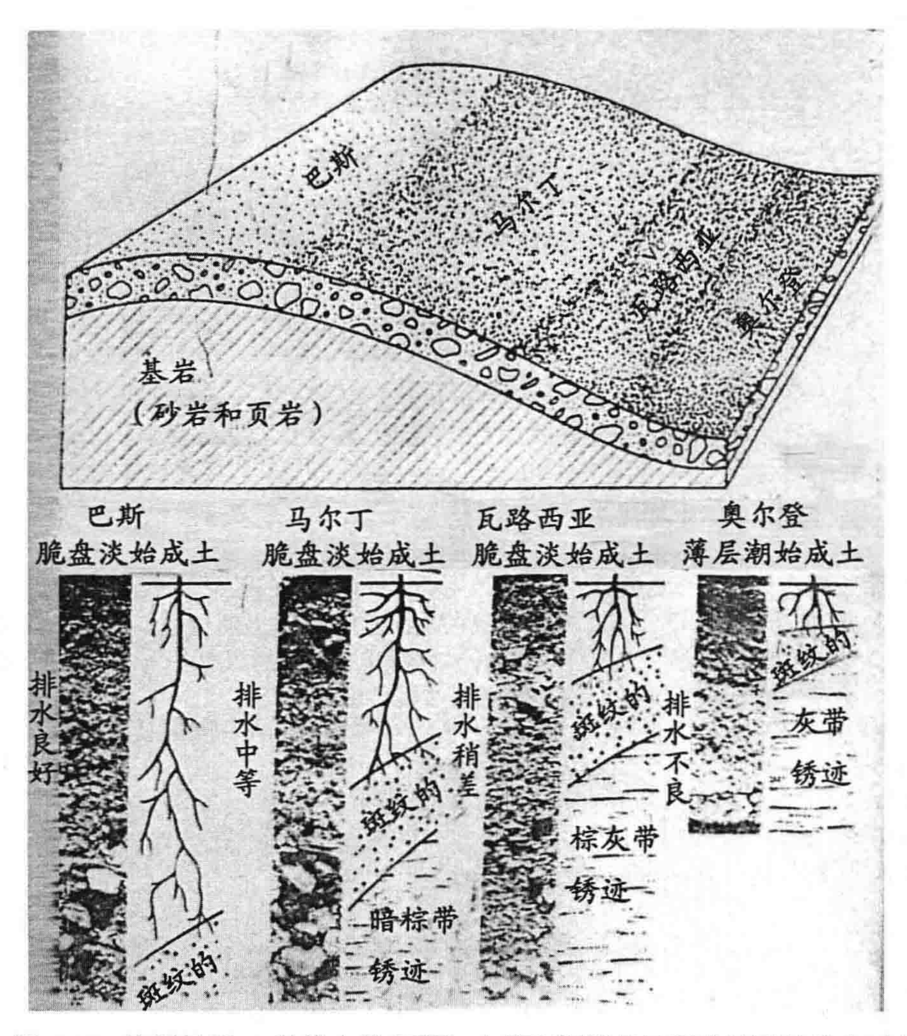


图 3.18. 该图显示 4 种排水链(下面) 土壤和图解显示野外地形的组合(上面), 注意通气性好的区面(上部斑纹层从巴斯土壤(左) 到奥尔登土壤(右), 深度逐渐减小, 最浅者在整个生长季都是通气不良。这些土壤都是发育在相同的土壤母质上, 而且只有排水和地形不同。瓦路西亚为耕作土壤, 其它都为生荒地。注意这四种土壤都属于始成土纲。

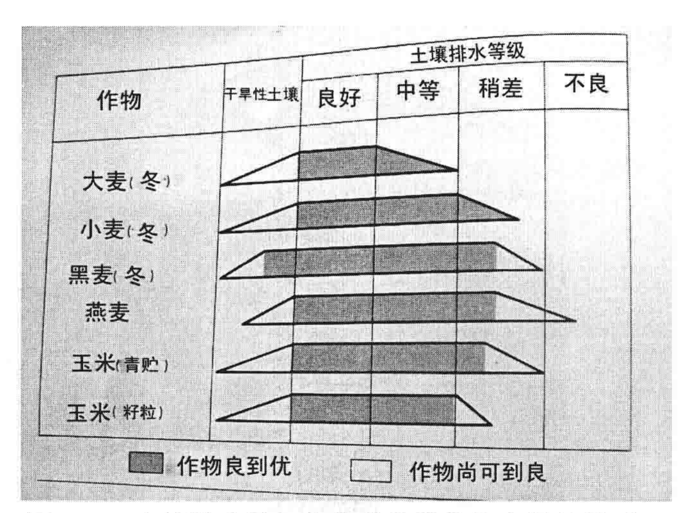


图 3.19. 土壤排水等级和某些谷类作物生长的关系。
[引自 Cornell　Recommends(1962)]。

野外制图 在任何地区的土壤调查进程中，每个土壤单元的位置就表示在恰当的底图上，如用航片(图 3.20) 作底图，调查者能很快的找到他在底图上的位置，并且很容易地找到土壤界线，应用上述程序所做的野外草图，不仅标出了土系，又标出了土相，后者提供了坡度与侵蚀严重性的资料，这样土壤图就更有实用价值。

野外草图，在分别小心检查和改订后可以准备复制，较老的土壤图是套色的，近年来的土壤图复制是在航测照片上注记适当的土壤符号。

发行时土壤图要附有报告，包括对这个地区的地形、气候、农业以及该地区的土壤叙述，每个土壤系都描述土壤剖面和农业经常采取的实际管理措施，如这样野外示于图 3.20，在这张图上地形和土壤的组合关系很容易看出来。



图 3.20. 土壤调查工作者做土壤调查图，用一个土钻和别的诊断工具，在野外检验土壤。制图单元画在航片上，最初在野外，然后较长的时间在制图室内(上图右)。最后土壤边

界(下面) 和土壤名称注记(前面的两个字母)、坡度(后面的字首) 和侵蚀度(用数字)。如 OsC_2 是奥武得(Orwood) 粉壤土(s), 坡度 5—9%(C), 和中等侵蚀。

现代科技 新的科学技术已改善了土壤调查的质量, 更新了老的调查方法, 这包括航片影像分析(VIA), 经测验 256 个灰色色点, 人的眼睛只能分辨出 32 个, 这些颜色的不同反映了土壤和植被的变化, 利用恰当的计算机技术能够清淅地识别(图 3.21), 土地透视雷达(GPR) 的使用, 也可提高土壤调查质量和减少调查成本。高频能量脉冲能传导进入土壤, 再返回地面, 脉冲在土壤颗粒间来回撞击, 反回的能量被测定并显示在屏幕上, 图3.22 显示了野外利用该仪器测定和描述的土壤剖面图, 该技术不适用于所有土壤, 因为反射受到温度、盐份含量、粘粒类型的影响。但是它很有效, 成本只有传统土壤调查的约三分之一。

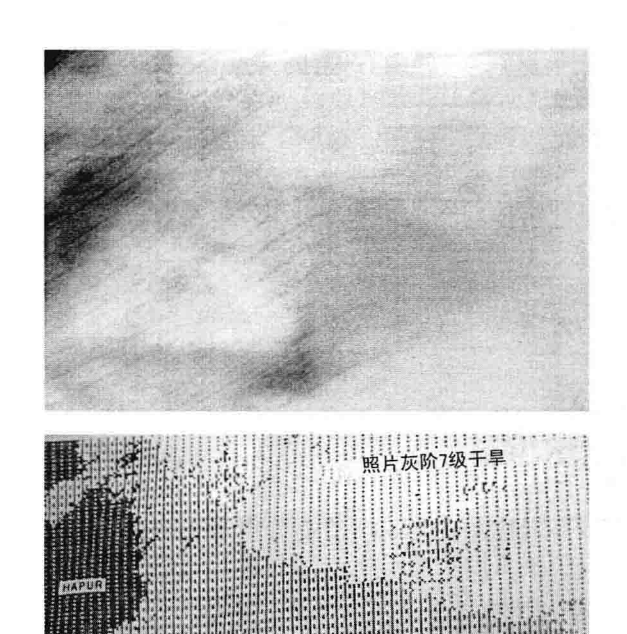


图 3.21. 图解说明用影像分析技术帮助土壤绘图, 航片中的地区是在爱达荷州(上图) 显示的颜色为土壤的不同, 影像摄影不同的土壤采用不同的方法(低空), 技术的选择要根据对地面的观察[图像引自 Hqarrison 等(1987)] 。

土壤调查的利用 土壤调查图和报告有多种用途, 科学家用它来进行作物产量的研究、土地评价和区划、 和人们的产权。专家和县农业人员常常以土壤调查和解释报告资料为基础提出土地利用和作物管理建议, 工程人员和水文人员选择最佳路基和建筑基地与对水经流和渗漏进行评估也要利用土壤调查图和调查报告。家庭也可以利用该报告为基础选择绿化树种和灌木。

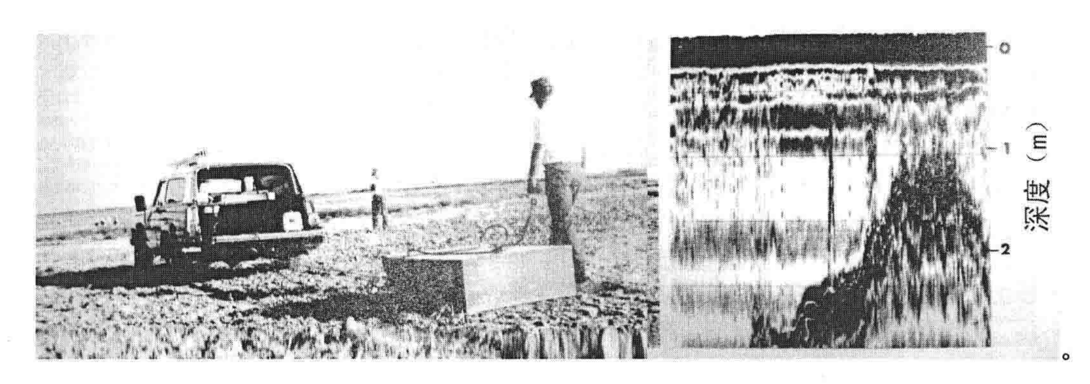


图 3.22 土壤透视雷达技术在野外(左) 的利用，和测定结果描述的土壤剖面图(右)，地点在佛罗里达州，显视的深度为老成土 B_t 层的特点[Doolittle 摄(1987)]。

报告包含解释表格，说明耕地、草地、林地、野生放养地土壤利用限制、社会发展、污水处理、复垦工程恢复和利用，表 3.11 说明了土壤调查如何用于决定土地适宜的农业和其他用途的利用。

这些土壤调查或许对土地的农业和其它利用分级具有巨大的实际价值，现在已经得到了普遍重视。

3.12 土地生产潜力分级

在这一点上，应该很好地注意土地和土壤的差别，土壤名词较狭窄，它被称作自然体，我们不研究它们的当前植被和利用。土地名词较广义，它不仅包括土壤，而且还包括其它的物理属性，如水的供给、植被与城市的区位关系、运输工具。因此我们所说的林地、草地、放牧地都包含了土壤种类。

土壤调查图和报告可以作为土地生产潜力分级和土地适宜性分级两个系统的基础，这些系统的基础是假设每公顷土地利用的生产潜力和限制性，土地分类考虑的是大多数适宜的利用，建筑和其它工程用途，如污水处理。其中之一的土地利用分类是由美国农业部土壤调查局发展起来的，虽然它原先的利用是为了农业，但它也可以用于其他用途。

美国土壤保持局建立的该分类系统，将土地的生产潜力划分八类，分类的数目是从Ⅰ到Ⅷ。Ⅰ级有最大的生产潜力，对管理有最大的回报而限制因素最小对同样的利用来说，Ⅷ级地有最小的生产潜力和最大的那些限制因素，这一分级系统在土壤保护部分 15. 16 节将进一步讨论。

土壤调查也可以用来决定非农业土地利用潜力，例如，一些土壤可以选择适合的建筑地点、垃圾处理、公路路基、林地和复垦地点、野生放养地，很明显，土壤调查是当地的区域规划和种植业的重要工具。表 3.11. 说明了选择性土壤区对农业和非农业二者的适宜性。注意一些土壤(哈尼奥伊和马德里) 高质量氏作物产量和非农业利用是正相关的。

虽然其它土壤(巴斯和希南戈等) 适宜非农业的比率高于农业，这是不奇怪的，因为良好的要求不同的物理化学性质，和垃圾处理有不同的要求，例如高透水能力常是建化粪池需要考虑的问题，而作物生产则需要考虑干旱问题。这些土壤调查中的土壤解释的利用对农业和非农业都是相似的。

表 3.11. 不同土壤区对三种作物生产和非农业利用的适宜性

数量计算是以每平方英里出现中等问题面积 2 公顷为一个试验小区

〉15=良　　5-15=一般　　〈5=差

土壤系	玉米	蔬菜	苜蓿	建筑基地	大田化粪池	夏季宿营地
哈尼奥伊(Honeoye)	良	良	良	良	良	良
马德里(Madrid)	良	良	良	良	良	良
巴斯(Bath)	一般	差	一般	良	良	良
沃路夏(Volusia)	差	差	差	一般	差	良
希南戈(Chenango)	一般	差	良	良	良	良
(Erie)	差	差	良	差	良	良
奥维德(Ovid)	一般	差	一般	一般	良	一般

3.14. 结论

一些成功的科学家认为覆盖地球的土壤包括了大量的土壤单体，每个单体具有各自的性质，其中最重要的性质是组成土壤剖面中成层性和层次性。这些层次反映了单体土壤发生受到促进的物理化学和生物化学过程，这些层次性也反映了这些过程的最重要的性质和对土壤以及利用的影响。

全世界土壤的种类和性质的认识是人类为生存生活而进行斗争的科学，土壤分类以土壤性质为基础是相当精确的，如果我们期望用对一个地方获得的认识去解决另一个地方的问题，当然这是对相同类别的土壤。土壤系统分类的分类系统是以我们所认识的土壤性质为基础，帮助获得这些性质的有 45 个国家以上，因此这是世界性的研究。

思考题：

3.1 假定你正在纽约旅行坐轿车，从北格鲁吉亚通过宾夕法尼亚州和纽约，然后到缅因州．土壤性质有什么重大变化，你会预期遇到，哪一个或多到 5 个主要影响因素，是由于对土壤这些特性形成？解释。作出同样的解释，如果你搭乘从格鲁吉亚向西德克萨斯州，然后到亚利桑那州．(答案：

3.2 土壤在冰川地区，一般不太发达，比在附近不受冰川影响的母质上发育出来的土壤，到底是什么原因呢？(答案：　略)。

3.3 解释怎样三个主要过程，包括土壤在发育中与形成有关系的[一些小过程]：(a) 粘粒(黏粒含量) 在 B 层在潮湿地区和 (b) BK 层 (碳酸盐含量) 在半干旱区，和干旱区。(答案：　略)。

3.4 有什么不同，一个土壤及泛指土壤之间。(答案：　略)。

3.5 有什么两个主要特点，在土壤系统分类？如何保证这种方法可以用于整个世界？(答案：　略)。

3.6.什么是重要的是诊断层在土壤系统分类？(答案：略)。

3.7．什么是农业土壤最高自然生产力特点？解释．(答案：略)。

3.8 确定土壤土纲和亚纲，已知土壤以下的每一个土类．(一) 碱化干软土土类，(二) 薄层湿淋溶土土类，(三) 石灰盘旱成土土类 (四) 砂潮新成土土类，第(五) 热带潮始成土土类，(六) 残存湿老成土土类，(七) 脆盘潮灰土土类，(八) 薄层淡色氧

化土土类。［答案：(一) 软土土纲，干软土亚纲．(二) 淋溶土纲，湿淋溶土亚纲(三) 旱成土纲，典型旱成土亚纲．(四) 新成土纲，潮新成土亚纲(五) 始成土纲，潮始成土亚纲.(六) 老成土土纲，湿老成土亚纲.(七) 灰土土纲，潮灰土亚纲.(八) 氧化土纲，淡色氧化土亚纲.］

3.9．什么土族的名字此土壤:?:壤质，混合，湿暖，典型干正常新成土土类，已告诉你的一般性质的土壤？(答案：典型正常新成土类壤质、混合、湿暖土族)

3.10．,你会可能选择什么土纲的土壤,至少满足下列用途? (a)高速公路路基；(b)生产的作物如紫花苜蓿,这需要足够的水和深层土壤 PH 值接近中性；(c)。浅土; (d)。土壤低铁氧化物; (e)。土壤低有机质在 A 和 B 层; (f)。土壤的剖面显示成熟层; (g)一个土壤水分对作物生产足够。

3.11．什么土纲在土壤系统分类中，你会认为是最正确的，在下列位置的土壤，为什么？(a)东科罗拉多， (b)加拿大东， (c)北卡罗来纳山麓， (d)艾荷华西部，(e) 宾夕法尼亚

(f)密执安的沼泽地， (g) 巴西中央， (h)中央俄勒冈， (i)亚利桑那南部， (j)印度裂隙形成的粘稠的粘土区。[答]

3.12．如果打开土地使用的力级图规划一个农场，发现土地第 I 类地居多，什么应该限制你的使用土地，为什么?如果土地第八类地为主，你会得到什么答案，您是否认为这八类地经济价值的低于 I 类土地土壤？举例解释．(答案：Ⅰ至Ⅷ类地分别为农、牧、林 ……． 不 可 利 用 土 地 ．)

3.13．沃路夏土壤(表.3.11)评为良好，作为构建一个夏季露营地(无建筑物) ，但还可以作为一个建筑基础差的化粪池过滤器地点．这告诉你这种土壤什么性质？(答案：可能是平原土地土壤)

3．14．这一章哪部分［除了问题(作业题)］对您是最有用的？(注意这一问题是教员添加的超额量在这 13 个问题(作业题)外，如果需要。

第四章 矿质土壤的物理性质

土壤物理性质决定着什么土壤可以利用和它如何利用，这是非常重要的。广义的性质包括楼房建筑或铁路地基适宜性的性质和不同作物生长适宜性的性质，物理性质不仅考虑土壤固体，还有土壤水和土壤空气，事实上它还影响水分进出土壤的运动。 物理性质还要尽量考虑如何控制由于土壤本身的侵蚀对其造成的破坏。

矿质土壤是无机颗粒，腐解的有机质，空气和水的物理混合物。 大的矿质碎片往往被粘粒与是其它的胶体物质所包被，哪里大的矿质颗粒占优势，那里的砾和砂多，哪里的矿质胶粒显著，那里土壤粘粒多。 它们中的一切极端层次在自然界都可以看到，有机质的作用是单粒间的胶结作用，因此，促进了土壤团块或团聚体的形成。

本章将讨论土壤重要物理性质中的土壤质地和土壤结构。土壤质地是指土壤颗粒的大小，以及该土壤不同大小颗粒的相对比例。 另一个也很重要的性质是土壤结构，土壤结构是指土壤复粒或团聚体的排列形式。 所有这些性质不仅能帮助判断土壤养分供给的有效性,而且还能帮助判断植物根系活动所需水分和空气供给的有效性。

4.1 土壤质地(土壤颗粒大小分布)

矿质土壤的颗粒大小是不易发生变化的，砂质土以含砂为主，而粘质土以含粘粒为主，由于每一粒级在土壤中的比例(质地) 不易变化，所以它被认为是土壤的基本性质。

为了土壤矿质颗粒的研究，科学家们将它们按颗粒大小分组，这些不同的组称作级。对颗粒大小进行分级的分析方法称作颗粒分析，又称作颗粒大小分级测定。

颗粒 分级有不同的方法，图 4.1 所示的四种不同分级制的颗粒大小范围，本教材将采用美国农业部的分级制。

颗粒大小分析是利用筛机械筛出极细的砂，并从较细的砂中分出较大的，然后对每级进行称重。 粉粒和粘粒含量根据这两级在水中的沉降速度测定。

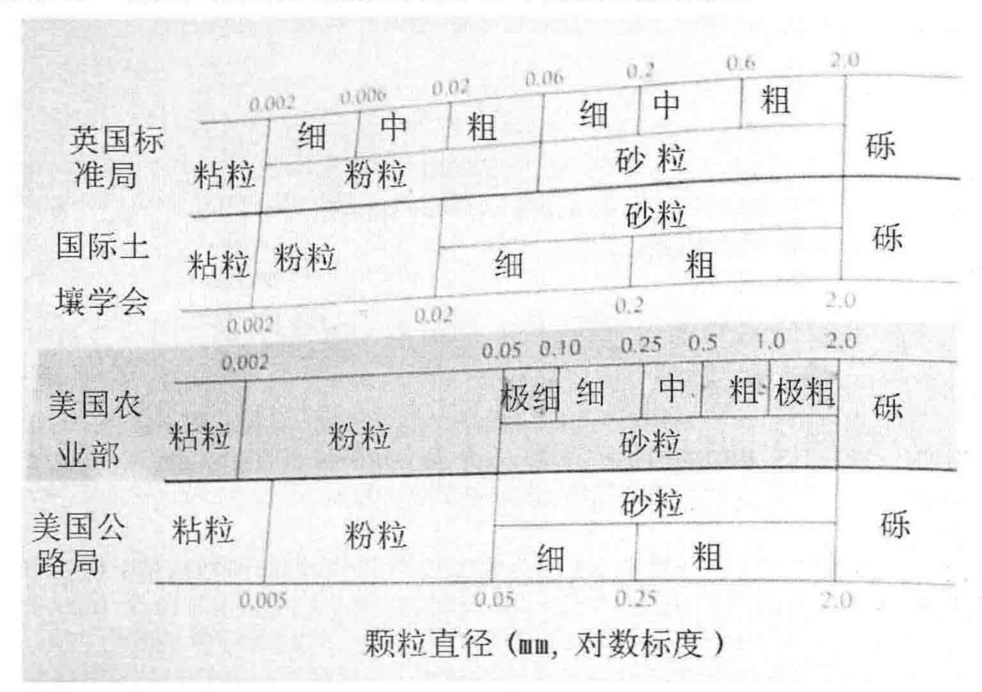


图 4.1 颗粒大小分级中四种土壤颗粒分级制，本书采用美国农业部的分级制。

颗粒直径(mm 对数标度)这一测定原理很简单，当土壤颗粒悬浮在水中时，它就会下沉，因为大部分土壤颗粒的比重差异较小，它们沉降的速度(v) 和每个颗粒半经(r) 的平方成正比，因此有 $v=kr^2$，这里 k 是常数，这一方程式称作 Stokes 定律。

用沉降速度有关的知识,根据 Stokes 定律可计算不同沉降半径颗粒的量和每个样品不同颗粒大小的百分数，这些百分数是土壤质地分级的指标，如砂土，粉砂土，壤土。

虽然在实际研究和野外土壤评价中要考虑石块和砾，但在细土分析中却不考虑，它们的量通常单独计算，土壤有机质含量少的土壤在土壤机械分析前，用氧化法去除。

颗粒分析一般不仅对土壤物理性质给了描述，而且分析还为每个土壤质地分级定名打下了基础。

4.2 土壤粒级的物理性质

粗粒部分 碎屑直经范围从 2 至 75(mm)，最大直径上至 3 英寸，木语称作砾或卵石，范围从 75 至 250mm(3 至 10 英寸) 称作中砾(如果是园的)，或板石(如果是扁平的)；如果直径大于 250mm 称作石或巨石。

砂和砾砂或砾可以是球形的或不规则形，主要取决受到磨蚀的程度(见图 4.2)，不包被

粘粒或粉粒的砂粒，即使湿时也不粘结，砂粒不像粘粒那样可以塑成形状，因为它设有可塑性，砂粒的持水性也低，是因为分散的颗粒空隙大，水和空气容易通过，因此，砂和砾含量多的土壤，排水和通气良好，但易干旱。

粉粒 粉粒大小居中，性质也介于砂粘之间，它们是不规则的碎屑，形以各异，很少光滑和平坦状，粉粒实际上是微形砂粒，通常石英是占优势的矿物，粉粒粒级由于它往往带有粘粒膜，因此具有一些可塑性，粘结性(粘着性) 和吸附性。但这些都远不如粘粒大，粉粒可以引起土壤表面紧实和结壳，除非补充足够量的砂、 粘和有机质。

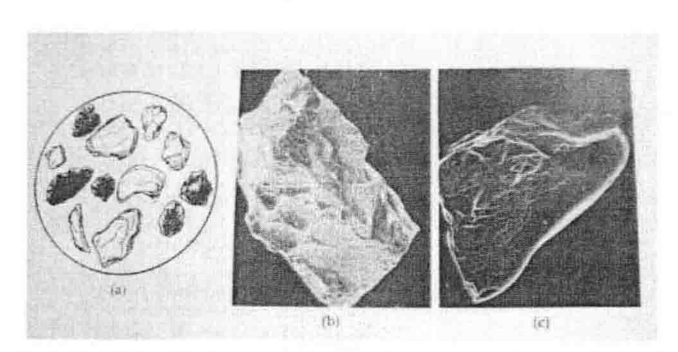


图 4.2 (a) 土壤中的砂粒，注意不规则的颗粒大小和形状，石英通常占优势，但其它矿物也能出现。 粉粒具有相似的形状和组成，只是大小和砂粒不同。(b) 为石英砂电子显微镜扫描。(c) 为长石颗粒电子显微镜扫描，颗粒被放大 40 倍。

粘粒 粘粒单位质量表面积特别大，因为单粒大小很小，细胶体粘粒是中砂粒同重量表面积的 1000 倍。 胶体粘粒的比表面积(单位重量的面积) 变化幅度约 10 至 1000 平方米每克(m^2/g) 相比之下，最小的粉粒和细砂粒分别为 1 和 $0.1m^2/g$，由于水的吸附，养分和空气的吸附，以及颗粒间的相互吸引这些都是表面现象，所以粘粒很大的表面积对决定土壤性质有很大意义，这一关系在图 4.3 中可见。

，当粘粒湿润时具有粘着性和可塑性或易塑成形，土壤中粘粒的存在，给了土壤较细的质地，并使其中的粘粒的形状从片状至园形水和空气运动较慢。

粘土湿润时变得易粘着，干时硬结成块，需要适当管理。 粘土湿胀干缩性强，粘粒含量多的土壤持水量通常也高。

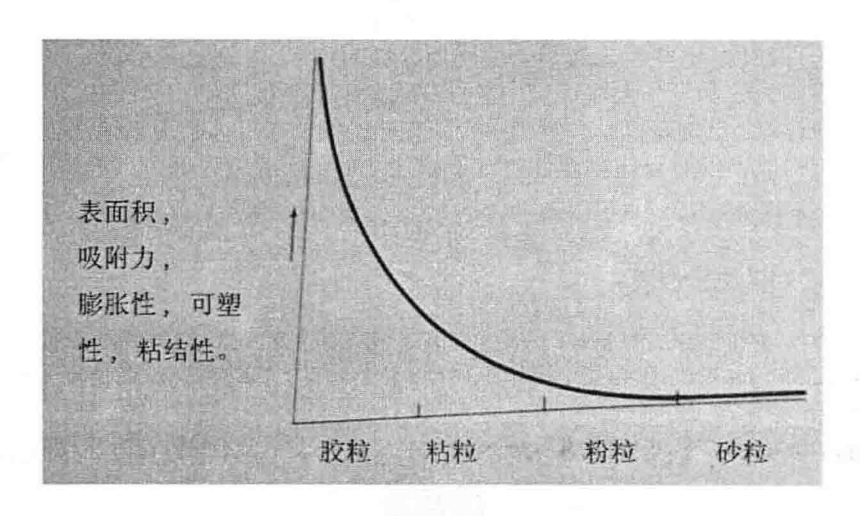


图 4.3 土壤质地越细，它的颗粒有效表面积越大，注意，吸附，膨胀和其它的物理性质都遵循同样的趋势，在接近胶粒大小时其强度迅速上升。

4.3 土壤颗粒的矿物成分和化学成分

虽然我们现在讨论的重点在土壤颗粒的物理性盾，但这些颗粒的矿物和化学组成也很重要，现以论述。

矿物学特征 粗砂粒往往是岩石和矿物的碎屑，砂粒特别是细砂粒和粉粒粒级常是石英(图 4.4)，此外，还常有不同量的其它原生矿物，如各种长石(铝硅酸盐) 和云母(铁和铝硅酸盐) 出现；三水铝石(铝的氢氧化物)、 赤铁矿、 还有针铁矿(氧化铁的水化物) 也有发现，多在砂粒表面以胶膜包被出现。

有些粘粒大小的颗粒，特别是那些较粗粘粒成分，其组成矿物可以是石英，和铁、 铝氢氧化物。后者在热带和其它暖温气候条件下特别重要；当然在温带很重要的是硅酸盐粘粒，是由书页状平铺的片状颗粒组成，当这些硅酸盐粘粒湿润时，水分可以进入颗粒的层间和伙粒之问，结果引起粘粒膨胀，干时过程相反是粘粒的收缩。 粘土中的裂缝就是降雨和干旱，湿胀和干缩现象的呈现。 硅酸盐粘粒在它们的可塑性，粘结性和膨胀性，收缩性的变化是相当大的。

是即于这些性质，了解任一土壤究以何种粘土矿物类型占优势，是十分重要的。 有关粘粒的问题还要在第七章详述。

化学组成 由于砂粒和粉粒是以石英(SiO_2) 和其它原生矿物为主，我们知道，这些矿物抗风化能力强，这两级粒级化学话动性相对低。这些原生矿物在它们的化学组成中也可以含有营养元素，但一般是不溶的，甚至这些养分供应的能力不大。

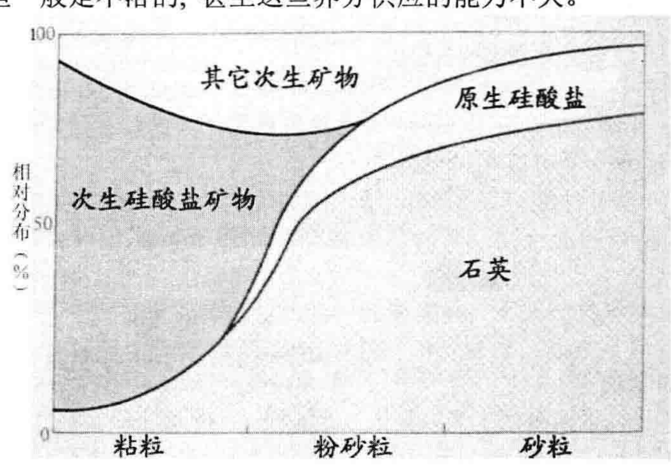


图 4.4 颗粒大小和出现的矿物种类之间的关系。砂和粗粉粒部分是石英占优势，原生硅酸盐，如长石、普通角闪石和云母，多出现在砂中,在粉砂中数量减少，次生硅酸盐矿物在细粘粒中占优势，其它次生矿物铁铝氧化物在细粉粒和粗粘粒部分中较突出。

硅酸盐粘粒的化学性质非常广泛，如铝硅酸盐这一例子，在它的结晶构造中含有大量铁，镁，钾和其它元素，正如在 1.14 所指出的那样,.所有硅酸盐粘粒表面都吸附了少量的但很重要的阳离子，如 Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+}、H^{+}、Na^{+}、NH_4 和 Al^{3+},这些阳离子是可交换的，并可释放被植物吸收。

在强风化的土壤，如在湿润热带看到的，尤其是粘粒，铁铝氧化物即使不占优势，也

是相当显著的。因此，气候对土壤粒级的化学和矿物组成可具有深远的影响。

由于土壤颗粒大小各种各样，在晶型和化学成分上如此不同，它们在矿质营养元素含量上有很大的差别是不足为怪的。当然，砂粒主要是石英，养分含量低，粘粒粒级的养分含量高。表 4.1 的数字证实了这一结论。尽管也可能出现一些例外情况，但表中资料所表明的是一般关系，适用于大多数土壤。

表 4.1 砂、粉、粘各粒级磷、钾和钙总含量在温湿土壤区

粒级	P(%)	K(%)	Ca^{2+} (%)
砂粒	0.05	1.4	2.5
粉粒	0.10	2.0	3.4
粘粒	0.30	2.5	3.4

4.4 土壤质地等级

为了反映土壤的质地组成和物理性质，土壤质地等级的名称就产生了。这些级被公认的主要有三组，砂土组、壤土组和粘土组。每组中再分出更详细的质地分级名称(见表 4.2)。

砂土组 砂土组包括所有的砂粒级要占整个质量 70%以上并粘粒级少于及等于 15%的土壤。因此，这一土壤的性质呈砂性，和粘土的粘结性相反。

砂土详细质地分级公认为一一砂土和壤质砂土，当然在实际上还常用以下两种亚级：壤质细砂土、壤质极细砂土。

粉壤组 粉壤组包括土壤最少 80%的粉砂和 12%或更少的粘。该组的自然性质是粉占优势,只有这一质地级包括的粉占优势。

粘土组 粘粒级颗粒含量最少为 35%,一般不少于 40%的土壤称作粘土。一土壤粘粒粒级的特性显着，其级各有粘土、砂质粘土和粉粘土。砂质粘土含砂量可以大于粘土，同样，粉(砂) 粘土的粉砂含量可以超过粘粒成分。

壤土组 包含多种细分质地级的壤土组是更难加以说明的，理想的壤土可以定义为：砂粒、粉粒和粘粒的混合物。其砂质土特征和粘质土特征兼有。

大多数重要农业土壤是壤土类型，它们可以拥有上述等比例成分理想组成，可以简单地定为壤土。在大多数情况下，所出现的砂粒，粉粒和粘粒的量，需要用带有修饰语的质地等级名称，即当壤土中砂粒占优势时，就称作砂壤土。同理，可称作粉(砂)壤土，粉(砂)粘壤土，砂粘壤土和粘壤土。

大田中的分异 质地分级名称-砂土、壤砂土、砂壤土、壤土、粉壤土、砂粘壤土、粉粘壤土、粘壤土、砂粘土、粉粘土、粉砂土和粘土-形成了一个由易耕作的粗质地土壤，到难耕作的极细粘土的渐变系列(表 4.2)。

只要这些质地分级名称是以伙粒大小分布确定的，它就明显地反映了土壤的物理性质，如土壤的通气性和耕性，有些土壤，限制因素如石，砾，以及各种等级的砂，都成了质地等级名称的一部分。

4.5 土壤质地等级

"手测" 法的鉴定

鉴定土壤质地等级名称最普诵的野外方法是手测法，这一调查方法是将土样用手指揉

搓，常常在湿润条件下，放在拇指和其它手指间(4.5). 该方法可测出湿土的可塑性-那就是，拇指和其它手指加压能揉展出长条，表明有一定量的粘粒存在，如果能形成烟状长条，粘粒含量就高。砂粒有砂感，粉砂粒干时像面粉或滑石粉感觉，湿时稍有可塑性和粘羞性。粉砂粒和粘粒往往可接成块，表 4.3 提供了野升土壤质地测定的一般标准。

表 4. 2 土壤质地描述与基础质地等级名称的相关通用术语

(美国农业部分数系统)

通用术语		
普通名称	质地	基础土壤质地等级名称
砂质土	粗	砂土、壤砂土
壤质土	中粗	砂壤土、细砂壤土
	中	极细砂壤土、壤土、粉砂壤土、粉土
	中细	砂粘壤土、粉粘壤土、粘壤土
粘质土	细	砂粘土、粉砂粘土、粘土

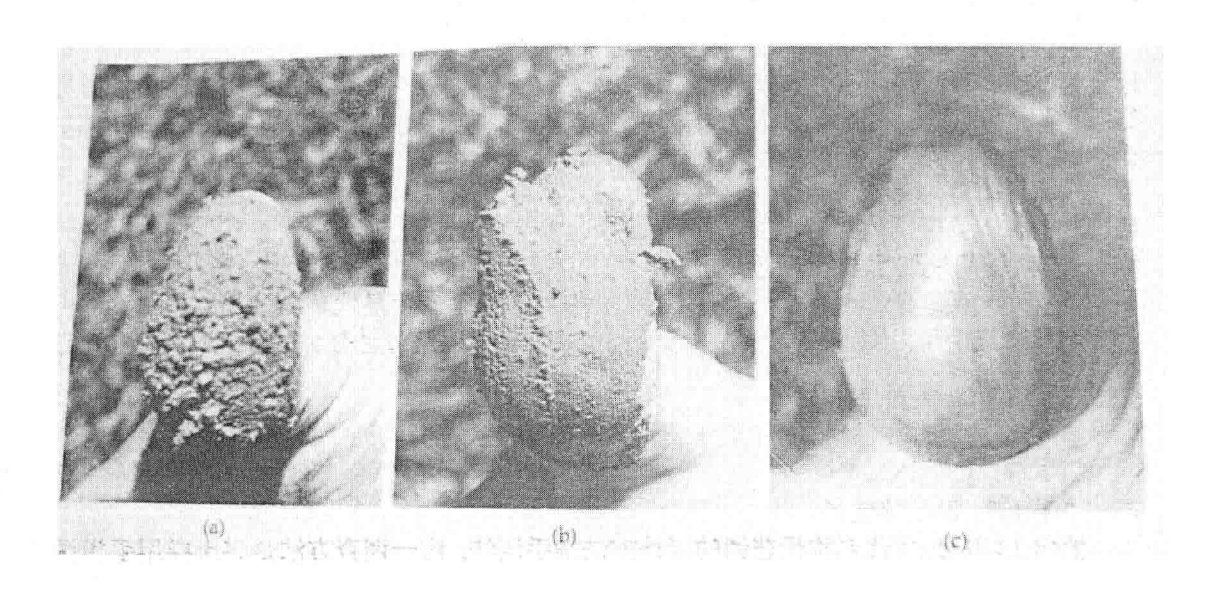


图 4.5 手测法常用于砂土(a), 粉砂壤土(b), 和粘土(c) 间的鉴别, 湿样在大拇指和食指间揉搓。注意, 粘土光亮, 砂土粘结性差, 粉砂壤土处中间状态。

表 4. 3 田间土壤质地测定方法标准

标准	砂	砂壤	壤	粉壤	粘壤	粘
1.眼睛分辨单粒	是	是	有些	很少	不	不
2.干块稳定性	不形成	不形成	易碎	中等易碎	坚硬稳定	不坚硬稳定
3.湿块稳定性		不稳定	稍稳定	中稳定	稳定 极稳定	极稳定
4.湿土在手指间揉搓成条稳定性.	不能形成	不能形成	不能形成	易断裂	细时易断裂	可成长条可弯曲

手测法一般在土壤调查和土地分级野外工作中采用, 用这种方法做, 准确而有很大的实用价值, 它主要决定于经验, 熟悉掌握质地等级的鉴定是野外工作的首要任务之一。

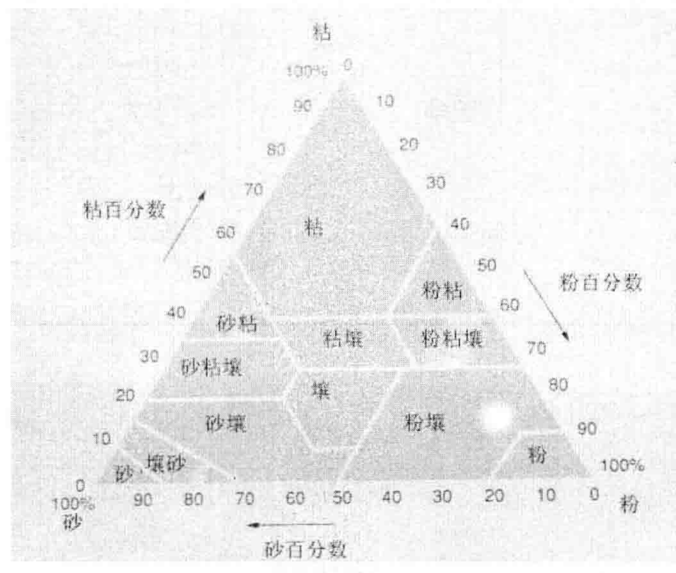


图 4.6 主要土壤等级的砂粒, 粉粒和粘粒含量百分数。使用本图时, 首先确定粘粒百分数的位置, 然后按箭头方向向内作投影线(底边平行线), 同样从粉(砂) 粒百分数点作投影线, 两线的交点指出了等级的名称?。有一土壤,如 15 %的沙子, 15%粘 ,和 70% 粉. 这个例子是表示, 由轻虚线(无)表示相交白点处, 处在在间隔标有"粉壤土"的范围内,就是该土嚷质地称为粉壤土。

实验室法 美国农业部改进基于土壤命名的颗粒大小分析的实验室测定法。测定步骤已在 4.1 节作过简述, 机械分析的结果与质地等级名称之间的关系示于图 4.6 中, 图解内容再次显示出土壤是不同大小颗粒的混合物。图解说明大田土攘的机械分析结果, 怎样被用来检验土壤调查人员凭手测所鉴定出的质地名称的正确。 土壤质地命名实验室法的实际

本领是很重要的，图 4.6 文字说明讲述了土壤质地三角形图的使用。

图 4.7 土壤最广泛的三种质地颗粒大小分布，注意每种土壤颗粒大小分布的渐变。

图 4.7 的典线表明三种质地等级土壤颗粒大小分布.。注意其颗粒大小百分组成变化间的关系，该图强调砂粒，粉粒和粘粒部分的分布没有截然分界线，并显示因颗粒大小的变化而产生土壤性质的渐变。

土壤质地变异　野外士壤质地等级不发生变异，土壤质地变异只有和其它不同质地土壤相互混合后才能发生，例如掺入大量的砂可以改良粘土的物理性质，对温室和特产作物可以采取这一变。 对大田作物和林地，当然，土壤质地通过栽培管理是不变的。

4.6 矿质土壤结构

结构这一术语是指士壤颗粒的组合和排列。它描述了原生土壤单粒和次生粒级组合和排列成的总体，称作团聚体或结构体。

一个土壤剖面可以是单一型结构为主，但更常见的是不同层次有若干类型。

土壤条件和特征,如水分运动，热量传导，通气性和孔隙度都受结构的很大的影响。事实上，农民的耕作、 栽培、 排水、施用石灰和土地施肥影响的物理变化，结构大于质地。

土壤结构类型一个土层占优势的结构体和团聚体决定了它的结构类型，四种主要的结构体类型是球状，片状，柱状和块状。每一种结构类型(和相应的亚类) 简要说明和图解如图 4.8，每一类型的详细说明如下。

1. **粒状（包括团粒状和疏粒状亚型）**–所有球形结构体或团聚体皆属此类，它们疏松和相互分离，相对无孔的团聚体称作团粒和团粒型，如果当团粒有特别多的孔隙，则称作疏粒。

2. **似片状（片状）**–结构类型的结构体和团聚体，排列成相对较薄的水平片状，小叶片状或透镜状。片状土壤结构常见于生荒地土壤表层，但下部土层也可明显存在。

   虽然大多数结构形态一般是土壤形成力的产物，但片状类型是母质，特别是那些经水或冰沉积的母质特征的延续。

3. **柱状（包括柱状和棱柱壮两亚型）**–这些亚类的特征是具有垂直排列的团聚体或柱状体。柱状体可以很高，随不同的土壤而不同；而直经可达 15cm 以上。这类结构往往出现在亚表层(特别是碱化层），往往是在干旱和半

干旱区域。当发育充分时, 可以成为土壤剖面很独特的形态特征，可出现在湿润区排水不良的土壤中。

当顶部呈园形, 称柱状。当柱顶部平, 水平, 有整齐切口, 这种结构型称作棱柱状。

4.**块状 (包括块状和棱角不明显的块状亚型)** -这种情况是团聚体缩成三轴大致相等的不规则六面体块状, 块厚幅度 1-10cm, 由于结构这样独特, 通常很易鉴别。

边缘锋利, 矩形明显的立方体的亚型, 称作块状结构。团聚体近似园块形称作棱角不明显块状。块状结构往往出现在心土层, 其发育阶段和其它特性与土壤排水, 通气状况以及根系穿透有很大关系。

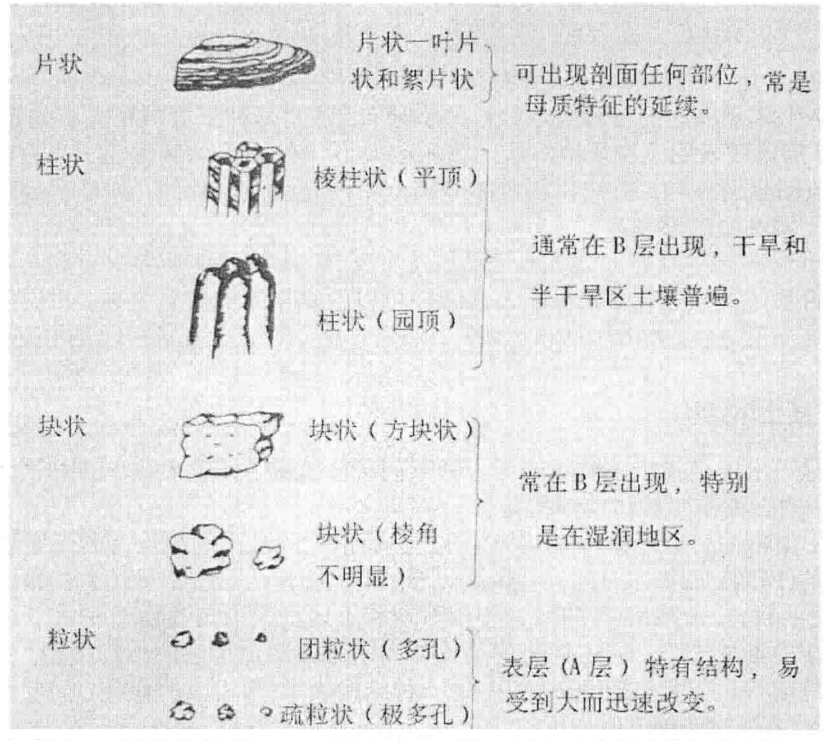


图 4.8 各种结构类型的发现在土壤中矿物。其位置在土壤剖面中是建议.在耕地表土，一个稳定的颗粒状结构是珍贵的。

前面已经强调, 两种或更多的土壤结构类型, 可以同时出现在同一土壤剖面中, 在湿润温带区, 表层粒状团聚, 心土层为块状, 棱角不明显块状, 或某些片状, 这是常事, 但是团粒在亚表层有时也有。

土壤结构的形成土壤结构的形成现在还不完全了解, 但是植物根系穿插促使土壤颗粒形成小团聚体, 并穿碎大土块. 类似的土壤干湿而引起的膨胀和收缩也是形成因素。

植物根系(包括部部分根毛) 分泌粘性有机化学物质, 能帮助将土壤粘化在一齐成团聚体, 植物残落物的微生物分解产生的其它有机物质和粘粒相互粘合团聚在一齐, 因此有机物的微生物作用过程不仅促进了土壤团聚体的形成, 而且帮助保证它们的稳定性, 这些过程首先在土壤表层较为显著, 因为那儿有根系和动物活动, 并且有机质积累多。

团聚体形成和稳定保持的机制在土壤底层较差, 向下移动的硅酸盐粘粒、 铁铝氧化物、 可溶盐、 钙的碳酸盐, 虽然在一定的气候和土壤条件下, 也能促进团聚体的形成, 但是极需的团聚体形成的特别机制在下层不显著。

4.7. 矿质土壤颗粒密度

表示土壤质量(重量) 的方法之一是组成土壤固体颗粒的颗粒密度，颗粒密度通常定义为单位体积土壤固体质量(或重量) 称作颗粒密度(Dp)。在公制中，颗粒密度可以表示成每立方米吨(Mg/m^3)，因此，如果 $1m^3$ 土壤固体重 2.6 吨，那么土壤颗粒密度是 $2.6T/m^3$。

给定的土壤固体矿物质和团聚体颗粒大小与颗粒密度没有关系，颗粒密度依赖于矿质颗粒的化学组成和结晶构造，并不受孔隙的影响。

虽然各种土壤矿物密度范围很大，但对大多数矿质土壤，颗粒密度往往变化在 2.6 至 $2.75T/m^3$ 的范围。一窄狭的范围出现的石英，长石，云母和胶体硅酸盐的密度就在这个范围，这些矿物是构成土壤颗粒的主要成分。当出现密度较大的不常见矿物，如磁铁矿，柘榴石，绿廉石，锆石，电气石及普通角闪石时，颗粒密度可超过 $2.75T/m^3$ 。

有机物质重远低于同体积的矿质固体。具有颗粒密度 $1.1\text{-}1.4T/m^3$ 。因此，矿质土表层比亚恚层几乎总是含有较高量的有机质，通常它的颗粒密度低于亚表层，有些矿质土壤表层有机质高达 15-20%,其颗粒密度低于 $2.4T/m^3$ 或更低，土壤中纯有机质的数量明显地影响颗粒密度，但在一般计算中，矿质表土层(3-5%的有机质) 可以认为颗粒密度约为 $2.65T/m^3$ 。

4.8 矿质土壤的容重

第二个重要的表示土壤重量的方法是容重(Db)，容重定义为单位容积干土的质量(重量)。容重包括固体和孔隙，容重和颗粒比重比较计算见图 4.9，细心研究此图将可搞清这两种表示土壤质量方法间的差别。

影响容重的因素由于容重反映了固体容积和空气孔隙之和，含有高固体空气孔隙的土壤具有小的容重，而那些具有低空气孔隙较高，较紧实的土壤容重较大，当然，任何影响土壤空气孔隙的因素都影响容重。

细质地表层土壤，如粉壤，粘壤和粘土通常有低于砂土的容重，细质土壤的土壤颗粒易于组成通气的颗粒或团粒，特别是有充足的有机质时，这一条件就保障了高空气孔隙和低容重。而砂质土壤，相反，有机质含量通常低，固体颗粒相互排列密，而容重往往高于细质土壤。

野外 1 立方米	如果把全部固体
土壤表示如图	压至底部
计算土壤容重:	计算固体颗粒密度:
体积=$1m^3$ 重量=1.33T	体积=$0.5m^3$ 重量-1.33T
容重=土重/土壤体积	固体颗粒密度=固体重/固体体积
所以	所以
容重,Db=1.33/1=$1.33T/m^3$	密度,Dp=1.33/0.5=$2.66T/m^3$

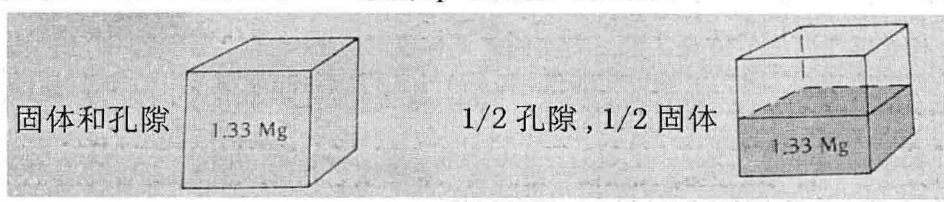


图 4.9. 土壤容重,Db 和颗粒密度 Dp, 容重是标准体积(固体体积加孔隙体积, 包括空气和水占有) 的 野外土壤固体颗粒重。粒密度是那些固体颗粒的标准体积的土壤颗粒重, 通过上述细心计算, 两种术语已经清楚, 在特定情况下, 容重是密度的 1/2, 即孔隙百分数的 50。

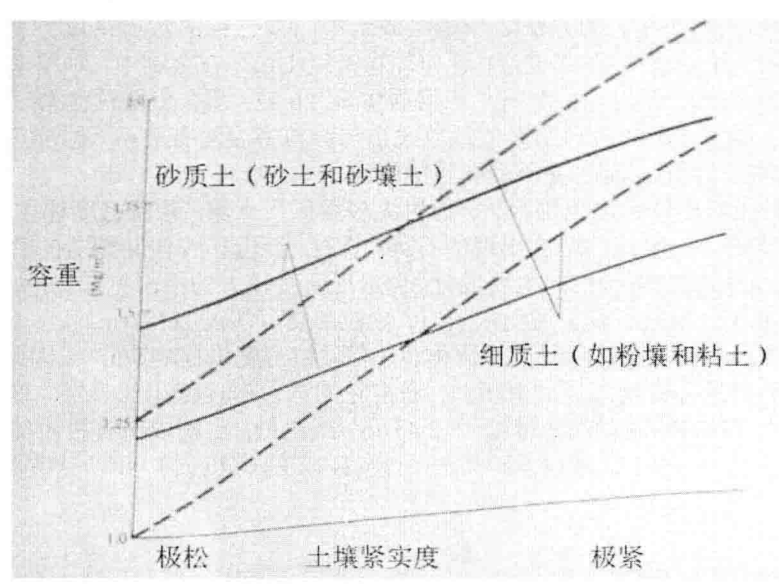


图 4.10 紧实度与砂质土和较细质土容重间的一般关系。常砂质土紧实度的变化比细质土小, 相比之下, 细质土当不紧实时容重就低, 当紧实时容重就很高, 所有土壤的表层都比底层紧实度适中至疏松。

表 4. 4. 几个土壤剖面容重(Db)

注意砂质土容重一般比粉砂土和粘土高

层次	格兰德菲尔德细砂壤（俄克拉荷马卅）	迈阿密粉壤（威斯康星卅）	伊利运河粉壤（纽约卅）	休斯敦粘土（得克萨斯）	氧化土粘土（巴西）
耕作层	1.72	1.28	1.33	1.24	0.95
上心土层	1.74	1.41	1.46	1.36	-
下心土层	1.80	1.43	2.02	1.51	1.00
母质层	1.85	1.49	-	1.61	-

粘土, 粘壤土和粉壤土表层土壤的容重通常可由 1.00 至高达 1.60T/m^3, 取决它们的条件。土和砂壤土可从 1.20 至 1.80, 紧实的底土容重可达 2.0T/m^3 或更大。在那些没有大量必需孔隙的紧实层, 根系生长大受削弱, 容重 1.6 或以上者的限制作用值得注意, 质地, 紧实度和容重之间的关系以图 4.10 来说明。

即使质地相同的表土层, 出现的容重也有很大的不同, 从表 4.4 中若干地方的土壤资料便可看出。此外, 随着土壤剖面深度的增加, 容重增大, 显然是由于深度增加, 有机质含

量

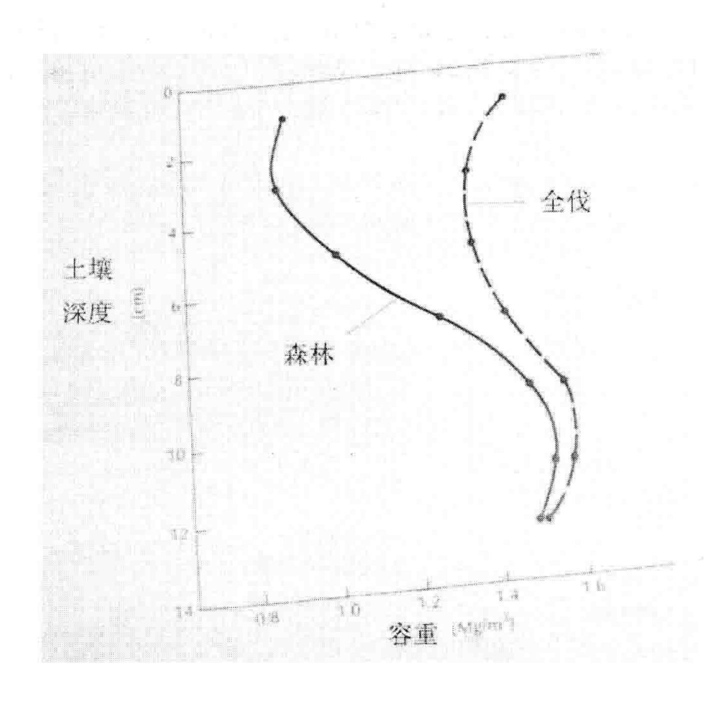


图 4.11. 森林采伐(全伐) 对不同深度土壤容重的影响。

表 4.5 某些耕作的表层土壤与附近未耕作地容重和孔隙
在各种情况下耕作都使容重增加，孔隙相应减少

土壤	耕作	容重(T/m^3)		孔隙(%)	
	年限	耕作	未耕	耕作	未耕
湿淋溶土(黑格斯敦壤土一宾西法尼亚州)	58	1.25	1.07	50.0	57.2
湿软土(马绍尔粉壤一艾奥互卅)	50^+	1.13	0.93	56.2	62.2
潮淋溶土(纳帕尼粉壤土一俄亥俄卅	40	1.13	1.05	50.5	60.3
佐冶亚卅 19 种土壤平均	45-15	1.45	1.14	45.1	57.1
极地软土(布莱蒽湖粉壤一加拿大)	90	1.30	1.04	50.9	60.8
典型旱成土(萨瑟兰粘土一加拿大)	70	1.28	0.38	51.7	63.0
典型旱成土(萨瑟兰粘土，心土)	70	1.38	1.21	47.9	54.3

[加拿大的资料引自 Tiessen 等(1982) 和其它引自 Lyon 等(1952).

减少，团聚作用和根系穿透力减弱，以及上层土壤重量的压实作用引起。

采取一定的耕作制度和土壤管理可以影响到土壤容重，特别是恚土层的容重。森林消失可大大增加表层土壤容重，增施作物楷秆或农家肥可大量降低表层土壤容重，就如早熟禾草草地那样。频繁的耕作措施则施得其反。如表 4.5. 这些资料来自不同的地方长期的实验，这些土壤耕作从 40 至 150 年，所有的情况，耕作都使表土层容重增加。

其它质量(重量) 的计算 用英国制也可用公制表示，可用每立方英尺磅($1b/ft^3$) 干重来表示，粘质和粉质表层土 1 立方英尺的变幅，从 65 至 100 磅?,而砂土和砂壤可由 75 至 110 磅。有机质含量越高，重量越轻. 很紧实的心，底土层，无论其质地如何，可重达 125 磅/立方英尺。

另一个有意义的数字,1 公顷标准耕层(15cm) 的土壤重量。如 1 公顷典型表层土壤耕层重约 220 万公斤，相比之下，英国制 1 英亩面积积耕层是 220 磅。

4.9 矿质土壤的孔隙

土壤的孔隙是土壤体积被水和空气占据部分。孔隙的量取决于固体颗粒的排列，如果像砂土和致密的心一底土那样紧密的排列，则总孔隙就低；如果它们是多孔团聚体排列，如有机质含量高的中等质地土壤中所常见的那样，单位体积所具有的孔隙就高。

通过包含颗粒密度和容重的简单计算，很易证明以上概括，用于计算土壤总孔隙度百分数的公式推导如下：

设 Db=容重　　Vs=固体体积

Dp=颗粒密度　　Vp=孔隙体积

Ws=土壤(固体) 重量　　Vs+Vp=土壤总体积

根据定义,Ws/Vs=Dp 和 Ws/Vs+Vp=Db

解 Ws 得出 Ws=Dp.Vs 和 Ws=Db.(Vs+Vp)

所以 Dp.Vs=Db(Vs+Vp)

和 Vs/Vs+Vp=Db/Dp

由于 Vs/Vs+Vp.100=固体空间%

固体空间%=Db/Dp.100

因为 孔隙空间%+固体空间%=100

孔隙空间%=100-固体空间%

那么　孔隙空间%=100-(Db/Dp.100)

这一计算式的应用，砂质土的容重为 1.5 和颗粒密度为 2.65，其孔隙百分数将是 43.4。相应数值是 1.3 私 2.65 的粉壤土，则具有 50.9%的空气和水分孔隙；后一数值接近正常团粒化的粉壤和粘壤土表层土的孔隙空间。

影响总孔隙的因素 土壤总孔隙变化极大，砂土表层土所看到的幅度是 35 一 50%,中等质地和细质土为 40-60%;有机质含量高和高度团粒的情况下图 4.12，甚至还可更高。孔隙也随深度不同而不同，一些紧实的心一底土层可低至 25 一 30%,这一资料说明这类层次通气不良和阻碍根系扎入。

像这样的容重，是由于 通过耕作后对土壤孔隙能产生决定性的影响(见表 4.5)。从 4 个卅和加拿大的资料看出，耕作会降低总孔隙

，这是和未耕作土壤相比较，这种降低与有机质含量的减少和团粒化减弱有关，心土层孔隙发现也随耕作减少，虽然程度比表层土壤低。

孔隙大小 土壤中通常可分两种类型的孔隙-大孔隙和微孔隙。虽然它们没有截然界线，孔隙直径小于 0.06mm 被认为是微孔隙和较大孔隙，大孔隙的分界线。

大孔隙的特征是空气和渗漏水容易运动，相反，在微孔隙中，空气流动受很大阻碍，易被水分所充满。水分运动也很慢，因此，虽然砂土含有的总孔隙较低，水分和空气通过土壤的运动非常快，因为大孔隙多。

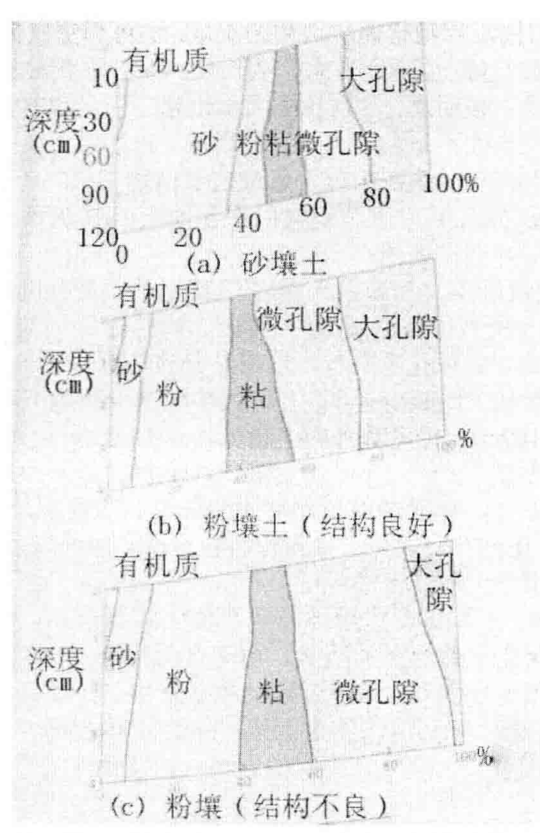


图 4.12 有机质、 砂、粉、 粘大小孔隙体积分布, 土样砂壤(a) 和两个粉壤, 其中一个结构良好(b) 和另一个结构不良(c), 两个粉壤土总孔隙高于砂壤, 但是结构不良的粉壤有较小体积的较大(大) 孔隙, 和其它两种土壤相。

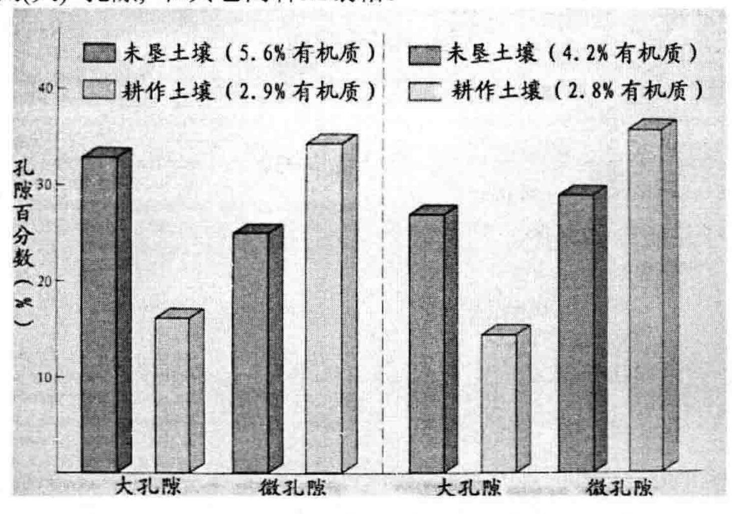


图 4.13 至少达 40-50 年的连续耕作后, 对变牲土(得克萨斯卅休斯敦黑色粘土) 大孔隙和微孔隙的影响。未垦土不仅总孔隙高, 而且大孔隙即通气孔隙也多。意栽培(耕作) 土壤有机质含量也低于未耕土壤。 *引自 Laws 和 Evans。

细质土壤，特别是那些没有稳定团粒结构的土壤，水分和空气流动相对幔,尽管总孔隙体积大。这里占优势的微孔隙 往往充满水，通气性，特别是心土层， 常常不能满足根系发育和微生物活动的需要。很明显，各别孔隙大小比起它们之和的大小更重要。疏松和团粒化的细质土壤具有的通乞性不是在于总孔隙的增加，而且由于大孔隙比例的增加了。

前面已讲到(1.8 节和图 1.6)，在水分含量最适于植物生长，具有良好团粒结构的粉壤表土中，其总孔隙度接近 50%,其中水和空气似乎各占一半.在这种条件下，土壤是适宜的,特别这时的气水比例能很好地扩展到心土层中。

耕作与孔隙大小 连续耕作,（和未垦土壤比） 特别是原来有机质含量很高的土壤往往导致大孔隙减少。图 4.13 所列得克萨斯卅的细质土壤资料，极为清楚地说明了这种影响。耕作显著降低土壤有机质含量和孔隙总量。但最显著的是耕作对土壤孔隙大小的影响，空气流动所需的大孔隙的数量大约减少一半，孔隙大小的这一严重下降也涉及到 15-30cm 土层。实际的取样深度达 107cm，仍可看到同样趋势。

近年，保护性耕作措施，这是一种耕作量最小的耕作并结合土壤管理，在美国得到了广泛的采用(4.14 和 15.12 节)，如通过保护作物残余物在土壤表面，从而对土壤侵蚀的减少有重要作用，但到目前，还没有发现保护性耕作引起土壤孔隙的增加。

4.10 耕作土壤的团聚作用及其促进

在实际意义上，土壤，土壤团聚作用涉及两个方面的因素;(a) 那些促进团聚体形成的因素;(b) 那些促使形成的团聚体稳定的因素。由于这两种因素同时起作用，因此往往难以区分它们各自对土壤中稳定性团粒发育所造成的相对影响。

团粒的形成 影响土壤团粒形成的特定因素，在土壤表层特别显著，这些因素包括(a)促进颗粒接触的物理过程,(b) 腐解的有机质的影响,(c) 吸附性阳离子类型的影响和(d) 土壤耕作。

物理过程 任何使颗粒来回移动，促使颗粒之间触的力都将能促进团聚作用。干湿交替,冻融交替，根系伸长的物理作用，以及土壤生物和耕作机具的搅拌作用，都有助于接触,进而形成团聚体。

细质土壤的秋耕，在细雨后，有助于大块破碎成小团聚体，这早有所知。另外，植物根系，蚯蚓和其它土壤生物对团聚体的影响也不能忽视。

有机质的影响 促进表层土团粒状团聚体形成的主要因素是有机质(见图 4.14)，随着有机残余物的分解，凝胶和其它粘性微生物产物，以及有关的细菌，真菌都能促进团粒形成。植物根系分泌物和扎根都参与团聚作用，有机合成物如多糖与硅酸盐及铁、铝氧化物的颗粒相互化学作用，有机合成物将通常为扁平的粘粒定向，在单粒间搭成桥梁，因此它们结合在一齐，形成水稳定性团聚体。

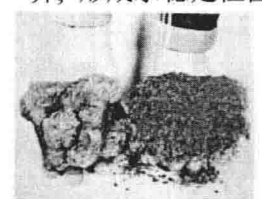


图 4.14 粘闭土(左) 和良好团粒化土壤(右)，植物根系，特别是腐殖质在土壤团粒化作用中起主要作用，因此生草植被能促进耕地表层土壤团粒化结构的发育。

有机质对团聚体作用的全部影响，还需长期了解，不过最近几年，科学家能够采用超薄片扫描直接显示有机-无机桥结合颗粒的影像(图 4.15) 有机质的这一复合体可以在腐殖质的结合过程中发现。

吸附性阳离子的影响 团聚体的形成，受土壤胶体(见图 7.15) 吸附阳离子性质的影响,

例如，当吸附的阳离子主要是钠时，在干旱和半干燥地区即使是同样的土壤，为颗粒分散和土壤结构不良的土壤。相反，当吸附的阳离子为 Ca^{2+}、Mg^{2+}或 Al^{3+},可以促进团聚体的形成，这一过程的出现称为絮凝作用。

这些离子促进单个胶体颗粒结合在一齐成小团聚体称作絮凝作用，当然，它们自已相互凝聚只是长远过程的第一步，不能保证它是稳定的团聚体。

耕作和镇压的影响 耕作对团聚体的形成，既有有利的一面,. 又有不利的一面，如土壤湿度水平适宜，短时间耕作的影响往往是有利的，因为机具能破坏土块，使有机质混进土镶，消灭杂草，并创造适宜的苗畦。因此，耕作被认为是一些土壤管理所需的。

但是经过较长时期，耕作措施对表层土壤团粒有有害的影响，首先，由于混合和搅动土壤，耕作通常加速有机质的氧化作用；另外，耕作，特别是那些重型机具，易使稳定的团聚体破坏，由于农具不断穿过田野的压实作用。4.16 表明这一机具往来的影响会增加土壤的容重，这些数据解释了农业系统对需要逐渐减少耕作次数的关注(4.14 和 15.12 节)。

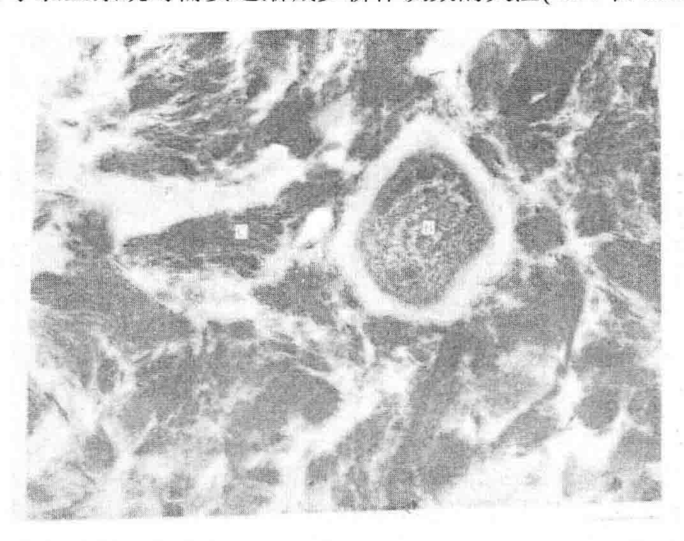


图 4.15. 有机质和硅酸盐粘粒相互作用形成水稳定性团聚体的超薄片扫描。（C）是有机态糖相互作用的黑色粘粒组。（P）是有机态糖。（B）是周围被有机糖包围的细菌细胞，注意一般土层粘粒的定向，有机质能帮助粘粒定向。

4. 11 团聚体的稳定性

团聚体的稳定性有很大的实际意义。有些团聚体受雨水冲击和耕地中犁具的粗放耕翻易遭到破坏。另一种则抵抗了破坏，因此较易保持良好的土壤结构(图 4. 17 和 4. 18)，有λ个主要因素在影响着团聚体的稳定性。

1. 征生物初始的结合作用，特别是真菌(菌丝体)，这一作用在将新鲜有机质加入土壤后特别明显，其高峰在施入后数周或数月。

2. 微生物合成和分解中间产物的胶结作用，如微生物产生的粘性胶体和多糖，多糖和粘粒相互混合，在图 4. 15 已经看到。

3，最终稳定的抗分解的腐殖质胶结作用，像是一些无机物如铁的氧化物一样相似的促进作用，这些物质保障了团聚体的长期稳定性。

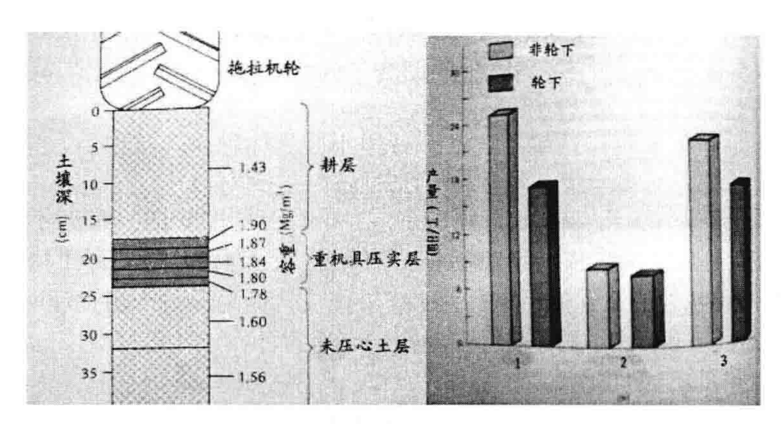


图 4.16. 使用重型机具耕地和对土壤可能的镇压作用，容重的增加和产量的减少。(a)机具压实层正处在耕层下湿老成土(诺福克县)，土壤容重至 1.8T/m^3 ，限制了棉花扎根。(b)土豆产量明显减少，试验 3 年，粘壤土，在明尼苏达卅，第 2 年产量相差不大，这年非常干旱。

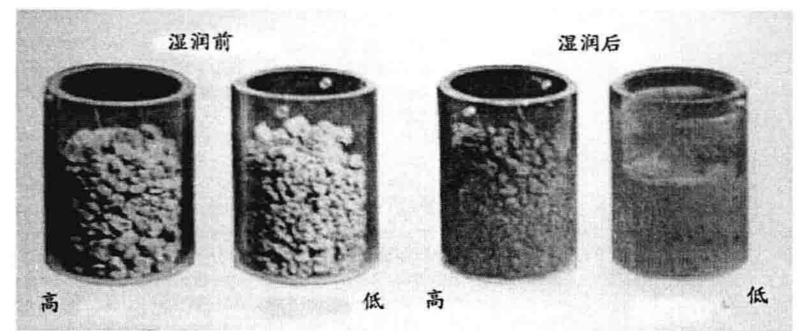


图 4.17 高有机质含量土壤团聚体，比那些低含量的稳定性高，有机质含量低的团聚体湿时散开，那些有机质含量高的能保持它们的稳定性。

团粒的形成 影响土壤团粒形成的特定因素，在土壤表层特别显著，这些因素包括(a)促进颗粒接触的物理过程,(b) 腐解的有机质的影响,(c) 吸附性阳离子类型的影响和(d) 土壤耕作。

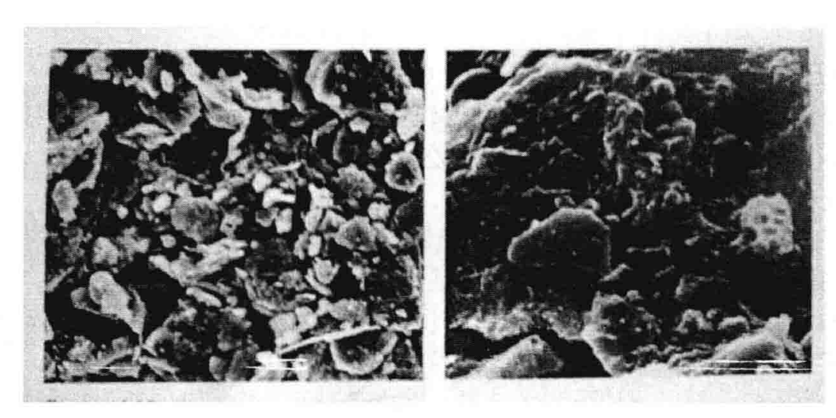


图 4 .18 两表土层团聚体电子显微镜扫描，一个(左边) 是低稳定性团聚体；另一个是高稳定性团聚体，注意低稳定性团聚体的单粒相互联系不好，高稳定性团聚体的颗粒相互团裹在一齐。

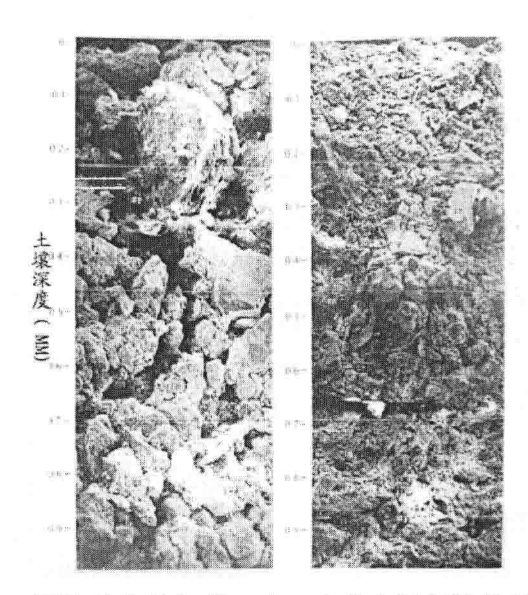


图 4.19 土壤上部 1mm 团聚体电镜扫描,(左) 为稳定性团聚体结构组成,(右) 为不稳定性团聚结构组成•注意, 最接近表面团粒的破坏和结壳的形成状态。 [引自 Onofiok 和 Singer (1984)]。

心须强调指出, 团聚体的稳定性不完全是有机现象, 这里是不断的有机和无机化合物间的反应, 多价无机阳离子引起的絮凝(如 Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{3+} 和 Al^{3+}), 而且在有机物质和粘粒之间提供相互的吸引力, 促进粘粒和有机物质的复合, 另外, 粘粒膜被称作" 粘皮" 常常沾在土块的四周, 并帮助提供稳定性。注意, 团聚体的稳定性在热带和亚热带区域的红壤和黄壤是由于它们中含有铁的氢氧化物提供的。

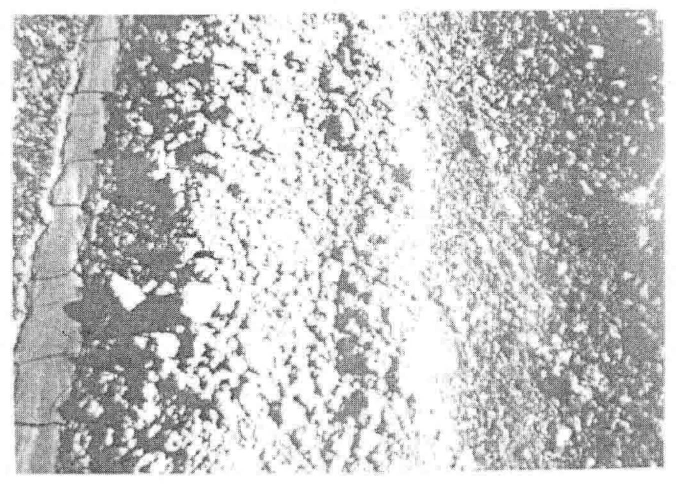


图 4.20. 聚合物多糖醛酸甙明显的稳定作用, 从左右行的对比可以看出, 左为未处理行, 右为处理行, 灌溉水粉碎了未处理行的土壤结构, 但对处理行的土壤结构则没有影响•[引自 Mitchell(1986)]。

一般说来, 存在的团聚体越大, 不论是任何土壤表面的团聚体, 它的稳定性就越差, 这就说明了为什么耕地中难以建造出超大团粒或疏粒的土壤团聚体。

土壤结壳 土壤表层团聚体是脆弱的，特别是大雨后，分散的表面被封盖上，而阻止水分下渗，幼苗只有穿过结壳才能出土，这种结壳往往招致出土作物的危害•结壳形成的土壤和正常土壤的比较于图 4.19。

结壳的形成可使土地上植被减少到最少程度，这些植被可以大大减轻降雨的地面冲刷，而且在轻耕土壤结壳才被破碎之前，它非常艰硬。

土壤团粒结构改良剂 一些化学合成剂(聚合物)，非常有名，有稳定土壤结构的能力，它们有自然有机聚合物，如多糖和多糖醛酸甙。它们的合成聚合物，早在 1950 年已成商品，这些商品招人欢迎是因为它们有明显的稳定团聚体的能力。但是，它们的高价和收益相比，显得不够合算，并且对它们的利用曾基本上被放弃。

但是最近，新的有机合成剂得到了发展，它们有帮助稳定团聚体的作用，它们使用的浓度很低，对它们将会产生兴趣，用于人工土壤调节，图 4.20 显示了聚合物多糖醛酸甙对团聚体的稳定作用。

4.12 土壤结构的管理

粗质地土壤 粗质土壤没有很好的改良实际方法，但增施有机肥料可有帮助，有机物不仅是将土壤颗粒结合在一齐的媒介物质，而且能增强持水能力，农家肥和作物残余物(特别草本作物) 都是很好的有机肥源。

细质地土壤 细质地土壤如粘土或砂粘土就没有砂土那么简单，因为它有较高的可塑性和粘结性，如果粘土耕时湿，团聚体就会破坏，单粒就会分散，大孔隙减少，这种土称作粘闭土。在这种情况下，不透水，不透气。如果耕时干，它就会变得坚硬而致密,，另一方面，如果粘土和砂粘土耕时过干，就会形成大块，这就很难做成良好的苗畦而弃耕，很明显，粘土和粘壤土的耕作必须注意土壤含水量时机。

热带地区一些粘土的管理比上述土壤要容易得多，这些热带地区的粘土成分是以铁铝的氢氧化物为主，它们没有那幺大的粘结性和可塑性，没有那幺难耕作。适当的施肥和管理，这些氧化型粘土就可以生产，例如，它们中有生产菠萝世界上最为优秀的土壤。

表 4.6 不同耕作制度下，艾澳华克拉林达附近马歇尔粉砂壤湿软土水稳定性团聚体百分数。

作物	水稳定性团聚体(%)	
	大的(1mm 或以上)	小的(小于 1mm)
玉米连作	8.8	91.2
玉米轮作	23.3	76.7
草甸轮作	42.2	57.8
早熟禾连作	57.0	43.0

砂质土壤的情况也一样，不单是粘质土壤，而且还有相当大面积的中等质地土壤，如粉壤和壤土，有机质的保持是这些土壤管理的关键，残余物的返还，包括草本作物轮作，就能保持有机质，进而保持良好的土壤结构。

表 4.6 的资料说明，如果水稳定性团聚体得以保持，轮作很重要，连续种植玉米损害作用很显着，动物包括农畜肥返田，结合秸秆还田不是浪费。

4.13 土壤的结持性

土壤结持性这一术语，主要用于描述在不同含水量机械应力或操作的阻力。它是土壤颗粒间相互引力的综合，这是很易测定的，就是将土壤成形或断裂，最普通的估量是触觉和用手塑形或用耕作机械牵引土壤。

土壤的结持性一般有三种含水量水平：湿、润、干。在这三种水分水水平下土壤结持性描述如表 4.7。

表4．描述土壤结持性的常用术语

（最小粘着性状态用每个土柱最顶层作标准，最大粘着性用土柱最低层）

	湿土		润土	干土
	粘结性	可塑性		
	无粘结性	无可塑性	松散	松散
粘	弱粘结性	弱可塑性	极酥	松软
↓ 着	中粘结性	中可塑性	酥性	稍坚硬
性	强粘结性	强可塑性	坚实	坚硬
增			很坚实	很坚硬
强			极坚实	极坚硬

湿粘土通常术语是弱粘结、中粘结、强粘结；而它们的可塑性可定为：弱可塑、中可塑、强可塑。

湿砂土是另一种情形，它们无粘结性和无可塑性。粘结性和可塑性等级划分在中等质地土壤能够遇到，如粘壤、粉壤和壤土。

润土的结持性变化在松散和极坚实之间(见图 4.7)。 砂土(和含有较高粉粒的) 是最松散，反之高粘着性粘土往往极坚实。润土易压碎并还能看到一些粘结性，当压在一齐时术语称酥或极砾，这种状态是很宝贵的，极易操作和管理。

干土的粘着性小而且也是松散的。高粘结性的极为坚硬，而且能抵抗压力，以致用手难以压碎。土壤物质的胶结度取决于土壤湿度，也要考虑土壤结持性指标。术语可用弱胶结，强胶结和固结，也可用结持性指数值来定义。

结持性在土壤的实际利用中有重要意义，其术语是用于描述土壤的性质，是相应考虑土壤耕作和农机具扎压的依据，这正是下节将要讨论的。

4．14 耕性和耕作

虽然经常提到耕作与士壤结构有关，但需要注意的还是苗畦整地和整个生长季稳定性土壤结构的维持。为便于讲解，现引入“耕性” 这一术语。

耕性 简单说，耕性是指“与植物生长相关的土壤物理条件”，因此，它包括土壤影响植物生长的所有物理条件。

耕性不仅取决团粒化的形成和稳定性，同时也取决含水量、通气度、水分渗透率、排

水及毛管含水量等因素。可以预料到，耕性常常迅速而显著地变化。例如，细质土地土壤的性质可以突然改变，由于随着含水量的微弱变化而引起结持性的变化。

常规耕作与作物产量 耕作是用良好耕性的工具，为进而获得高产所进行的土壤机械操作。

上世纪农民土壤耕作的主要原因有 3 个，(1) 控制杂草；(2 提供作物生长舒适的田畦；(3) 将有机残余物掺入土壤。

从上世纪中期，铧式犁作为初期耕作机械首先在西方得到应用，它主要利用翻起、扭转和翻下，将作物残落物和动物粪便掺入耕层下部土壤中。

较最近时间，铧式犁被园盘耙犁补充，这种耙用以斩断残茬和部分地掺入土壤，然后用常规耕作机械，后跟一台整地机械，如清除杂草和破碎大块并进而进行舒适苗畦的整理。

作物种植后，土壤可以得到进一步整理，以控制杂草和粉碎土壤接近表层的结壳。现代农业中，所有常规耕作的进行都是用拖拉机和其它重型设备，往往通过士地上面好多次，对种植的作物会造成严重的伤害。

土壤耕作短期和长期的作用 最常规的耕作近期的作用是有益的，作物残余物很快破碎，如果它们被斩碎掺入土壤中，耕后近土壤疏松，并且总孔隙度高于耕作前，耕作可以保证优良的苗畦，这就意味着杂草得到了控制。当然，常规耕作也留下了土壤的裸露，从而造成风蚀和水蚀。

常规耕作的长期作用，特别是犁地，一般是不需要的。很快破碎有机残余物可促进土壤有机物质的分解，进而形成稳定的团聚体（见图 4。17）；频繁通过田野，拖拉机和其它重型设备压踏土壤，促使致密层（犁底层），即接近犁底的卧层的发育（图 4.21）

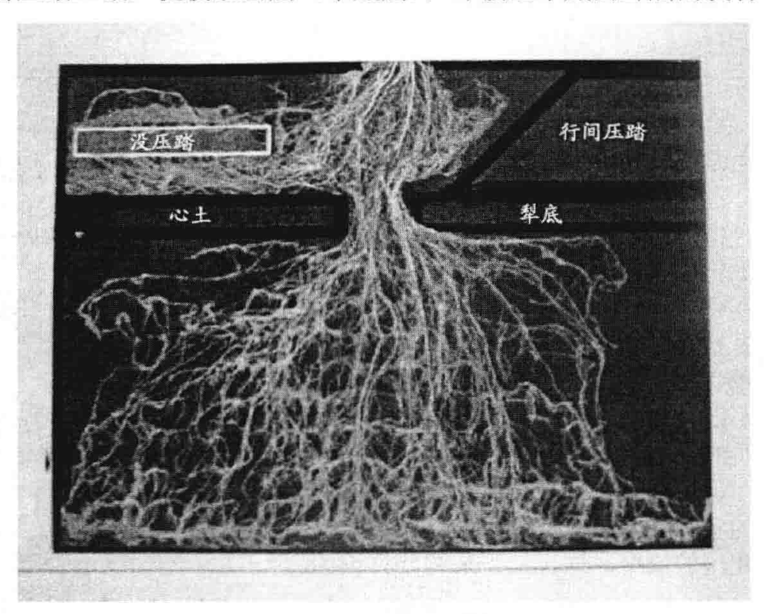


图 4.21 棉花根系的分布. 右边行间拖拉机犁地形成犁底层，限制了根系生长，左边根系生长特多，这里没有受到拖拉机运输的踏压，并且犁底层深机打碎。

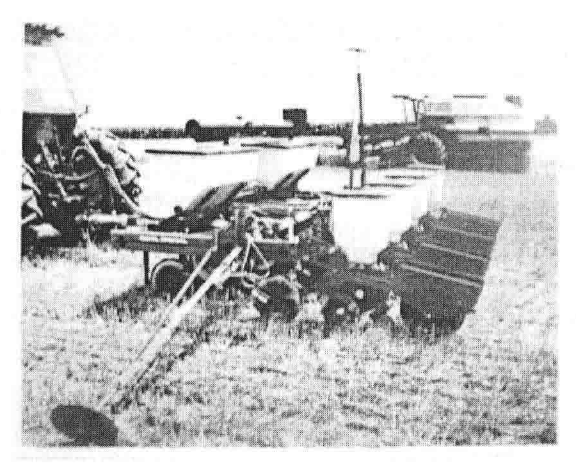


图 4.22 一种保护性耕作制图解。小麦已经收获，大豆正在无耕播种，这种免耕制允许两种作物收种同时，省时省钱，而且帮助土壤保持。

最近几年，土地管理制度进一步发展，对土壤耕作要求减少到最低程度，由于该制度还要求注意将植物残余物留在土壤表面，以防止土壤侵蚀。因此，这种耕作措施被称作保护性耕作。

图 4.22 看到了典型“免耕”操作, 这里一种作物正在无耕作地播种在另一种作物的残茬里, 其它的最小耕作制久许扰动土壤, 但要求大量比例的残茬仍保留在原地, 这些有机残余物能防止降雨的冲刷囡和吹蚀, 因此减少了水、风侵蚀，所以这种结合侵饮控制和保护性耕作将进一步在 15.12 节讨论.。

4．15 工程学意义

土壤物理条件对植物生长和有关农业的影响已经作了强调，但物理性质对土壤和土壤材料的非农业用途有同样重要的作用。例如物理性质极大地决定了土壤材料用于公路路基，还有房屋和其他建筑用途的基础，如作为土造水库的堤坝的材料，和其它的工程用途。

或许土壤工程利用中最重要的性质是土壤强度，土壤强度的测定是经受的应力，外部给于方向的应力造成的压坏和变形，土壤经受应力的事故，在建筑基础不能很好支持的地方可以看到，如该处土造堤坝在来自水库贮水时某一方水的压力。

土壤强度决定于若干相应土壤特性，其中有土壤的压缩性，土壤的压缩性和呈受的耐力，一些土壤颗粒，如那些胶体硅酸盐粘粒，和所有大小颗粒的云母可以抗压，当负载作用于它时；当负载消失，当然，这些土壤颗粒就会恢复原来形状，对反方向应力的抗压也是如此。而有些情况，这些颗粒不能相对保持紧实状况, 以优良性质去保障工程用途所要求的强度, 例如, 路基基础不能保持紧实状态, 就很不稳定.。

土壤的压缩性和土壤的紧实性也影响呈受耐力，或土壤抵抗遭到穿透（如建筑基础）进土壤的性能。呈受耐力是为预防公路表层的物质穿透进入下部路基所必需的。这一性质是非常实际重要和明显的，它取决于路基各种土壤颗粒的物理性质。

土壤强度受多种因素的决定，如土壤水分含量，颗粒大小含量（土壤质地）和不同大小颗粒的矿物学性质。土壤湿度影响土壤对应力的反应，这在 4.13 节土壤的结持性已经谈到。“硬” 干土壤抗变形强于湿土的可塑性，特别是硅酸盐粘粒含量高。土壤结持性与土壤工程用途的关系，如同和土壤耕作的关系一样。

通常粗质地材料有较高的强度，和含有小颗粒的土壤相比，如石英砂粒，常受到较小

向压缩，相反硅酸盐粘粒很易压缩，粘粒多的材料不宜考虑作公路的路基，坝和建筑基础。冻融对高粘粒（并且高湿度）材料用于工程用途的材料，将会使问题复杂化。这一问题将在第六章还要解。

土壤颗粒的矿物学性质，也影响工程同途，相同大小的矿物颗粒，如石英和长石，由这部分砂粒组成的，有助高的土壤强度，相反含有易压缩的矿物，当负载消失，立即膨胀，这是片状硅酸盐粘粒的特征，这种土壤强度低。

但是，对土壤强度有相反影响的矿物不只限于粘粒部分，如所有大的云母颗粒，都强度低，紧实度差，和高的压缩系数。云母含量高的土壤材料，不是好的路基。

注意，影响土壤强度的各种因素，都不是单独起作用的，例如，正是一些土壤颗粒的矿物学性质给土壤强度有影响，不能认为土壤颗粒大小相同，性质也相同。同样地，土壤含水量和颗粒大小之间的相互作用也是非常重要的，如湿砂经车辆通过非常稳定，相反，车辆轮胎能陷落在干砂中，或完全被水饱和的砂中。很显然，少量的水分可以造成颗粒间的充分粘合从而增加土壤强度，不含水分或完全被水饱和的砂粒会增加独立性，不能抵抗车轮时压力。

土壤物理性质工程学方面的论述，已超出了本教课书的范围，同时，工程的意义应该认为和农业是相联系的。

4．16 结论

土壤物理性质控制的广泛性是明显的，不论对农业还是对非农业都是如此。单个颗粒的属性和性质，它们的含量和在土壤中的排列，对植物生长都有深刻的影响，对各种土壤管理和利用都有深刻影响，这些作用通过影响总非孔隙度大小，因此，影响水和空气的关系。

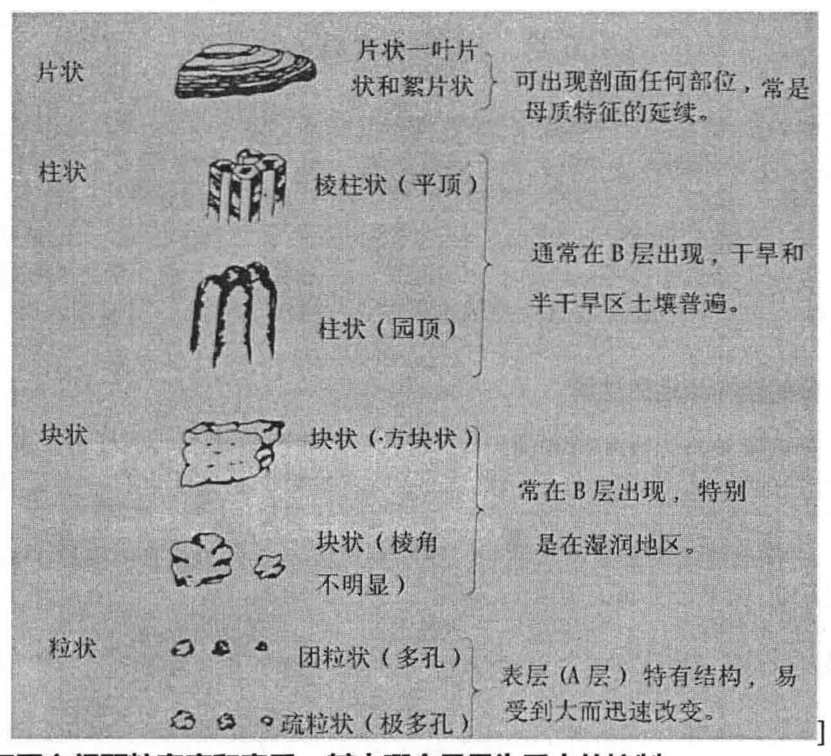
单粒的性质和它们的含量比例(土壤质地) 也许受大田人调控的作用, 而且这些调控可以影响土壤颗粒排列, 团聚体(土壤结构) 的形成和这些团聚体的稳定性, 适宜作物的选择, 轮作和管理。帮助确保调控，这些调控管理措施近年来正在加强，保护性耕作，最小限度土壤耕作，将会减少土壤侵蚀和水径流。

思考题：

4.1．比较物理化学和矿物学特征关于砂、粘粒. (答案略）。

4.2 ．一个菜园"专家"在他的广播节目中建议听众添加厩肥，以改善其土壤质地：你是否同意他的建议？为什么或为什么不？（答案：略）。

4.3 哪些土壤结构型是最常见在耕层(上层 15cm) ,并在较低(subsol)心土层呢，在湿润温带地区？其中最常见的在较低层[心土层]在干旱地区？（答案：耕层团粒结构，心土层块状，底土层柱状，



]

4.4 不同之间颗粒密度和容重．其中哪个最易为受人的控制?.

[答案：略)。

4.5.1 立方米的粘土重达 1.4T,容重是多少这种土壤.（答案:$1.4t/1m^3=1.4t/m^3$)

4.6 计算百分比土壤孔隙空间是多少?它的容重 1.2Mg/m3 和颗粒密度 2.6Mg/m3 .

[答案：孔隙空间%=100-（Db / Dp.100）=100-(1.2T / m^3 / 2.6T / m^3 .100）=100-46.15=53.85%]

4.7.假设您有管理责任对三个土壤表现为以下类型:砂壤土、壤土(团粒状)、粘土(团粒差). 你认为这些土壤管理得比较对吗和下列几条比较。

a.最低粘粒含量每种土壤．b．相似的粒密度及容重 c．相似的总孔隙空间．（1）降雨后和（2）降雨两个星期后．d 相似的.大孔隙和微孔．e．相似的稳定性,土壤团粒结构．[答案：管理的对。下列每条都象砂粒]。

4.8 团聚体怎么被形成，并且哪些组成部分代表它们的稳定性？(答案：略)。

4.9 如何你解释这一事实:粘土，其中常用的有较高的总孔隙空间比沙质土壤,而往往更差通气性比沙质土壤?（答案：略)。

4.10 在大多数情况下,加上作物秸秆和畜禽粪便的农场有健全的管理做法,以促进土壤团聚体,并保持其稳定．如何解释这些有机材料履行上述职能.（答案：略)。

4.11 什么是是保护性耕作,有哪些优势和劣势?（答案：略)。

4.12.农民用来保护性耕作在一个排水良好地，获得成功.但一直失望,其使用附近排水不良土壤,你会怎么解释该属性差别?（答案：略)。

4.13.土壤物理性质是否影响对土壤的用途为工程学目的？(答案：略)。

第五章　土壤水分特征和状态

我们对土水关系关注有几个原因，第一，大量的水必须提供满足作物生长的需求，因为叶面蒸发水分不断减少，而且水分必须是有效的，当植物需要它时，并且大部分水分必须来自土壤。第二，水是溶剂，和溶解的养分在一齐构成土壤溶液，植物从中吸收所需元素。第三，土壤水分帮助控制两种其它植物正常生长所需的因素一土壤空气和土壤温度。最后，但并不是最不重要，控制水分的配置。因为水冲击土壤，决定了所发生的土壤侵蚀大量增加　　破坏威胁是卷去土壤表面颗粒，并携带进河流、湖泊和大海。

5.1 水分的结构和相关性质

水分直接参与土壤和植物的反应，而且间接影响许多其它。水分之所以能够这样，主要决定于它的结构。水是一个简单的化合物，它的每一个分子含有一个氧原子和两个很小的氢原子。这两个元素供价地结合在一齐，每个氢原子同氧共享一个电子。

然而，这样形成的分子是不对称的。原子不是直线排列(H-0-H)，氢原子和氧原子以一种V字形排列，以单个夹角为104.5˚，如图5.1所示，这就产生了一个其共价电子靠近氧比靠近氢更近的非对称分子。结果氢原子所在的那一端就有成为正电性的倾向，而另一端就有成负电荷的倾向。这就说明了水的极性，水的极性说明了土壤和植物科学中许多很重要的反应。

极性 极性的性质帮助解释了水分子之间是如何互相作用的，每个水分子不是完全独立地发生作用，而是和其它相邻的分子耦合而发生作用。一个分子的氢(正极) 一端和一个分子氧的另一端(负极) 吸引，产生类似聚合物的组合。

极性还解释了许多水的其他重要性质，例如，它解释了为什么水分子被静电荷离子吸引上去。阳离子象 H^+、Na　、K^+ 和 Ca^{2+} 通过吸引水分子的氧或负极端而水化。同样，负电荷粘粒表面吸水水化，这时通过分子氢(正极) 的一端。水分子的极性同样促进盐类在水中的溶解，因为离子的组分对水分子的吸引力比离子彼此间更大。

当水分子被吸引到静电荷离子或粘粒表面，它们就会被紧密束缚住，在这一束缚状态它们的自由能将低于纯水。因此，当离子或粘粒水化时，必然要释放出能量来。释放出的能量当是离子水化时表现为溶解热，或当是粘粒水化时表现为湿润热。

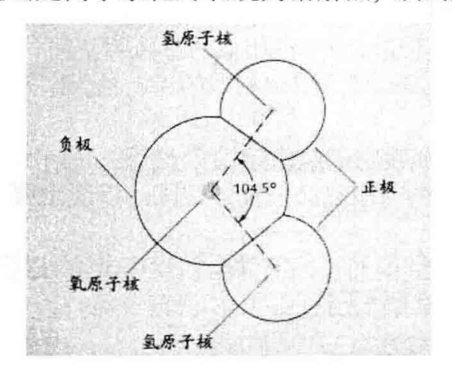


图 5.1 水分子二维表示法，表示一个大的氧原子和两个很小的氢原子,H0H 角 104.5°，形成非对称排列，水分子的一端(含有两个氢) 是正电极，另一端是负电极说明水的两极性。

氢键联 氢原子在水分子之间作为键的作用现象称为氢键联。这是一个相对低能耦合，

在这个耦合中氢原子同时连接两个静电原子，象氧和氢，因为它是高负电荷，在一个水分子中，一个氧原子可以对相邻水分子的氢吸引。这种类型的键说明了水的聚合作用，氢键也说明了水相对高的沸点、比热和粘性，这是水和其它性质相同，但不含氢键的化合物比较而说，如 H_2S，它的分子量较大，但不含氢键。

氢键也是一些粘粒结晶和一些有机化合物，象蛋白质结构稳定的原因。

粘结作用和粘附作用的对比 氢键联说明了土壤中水分吸持和运动两种基本力的原因；水分子彼此相互吸引(粘结作用)，水分子和土壤表面的吸引(粘附作用)。粘附作用(也称吸附作用) 是一些水分子牢固地保持在土壤固体表面。同样，那些牢固保持的水分子，以粘结作用粘结从土壤固体表面移动出来的其它水分子。粘附作用力和粘结作用力(内聚力)在一起，才使土壤保持水分和控制水分的移动及利用才有可能。粘附作用和粘结作用也使粘粒具有可塑性成为可能(见 4.2 节)。

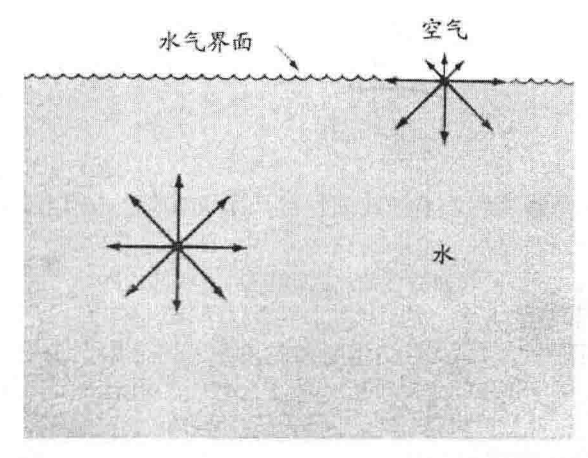


图 5.2 作用于表面和表面以下水分子的力比较。作用表面下液体的力，各个方向和周围水分子相互吸引力都相等，但在表面上，空气与水分子吸引力远小于水分子之间的引力，因此有一种向下的纯净值力作用于表面分子，结果在表面产生了类似压缩的膜，这种现象称作表面张力。

表面张力 水的另一个重要性质，显著地影响水在土壤中的状态，那就是表面张力。这一现象往往出现在液　　气界面上，它的产生是由于水分子之间彼此的吸引力大于水分子与水上界面上空气分子之间的吸引力(图 5.2)。结果就形成一个从表面向内的纯净值力，它使得水的表面象被拉紧的弹性薄膜盖住一样。因为水分子之间的相互吸引力相对的大，所以比起大多数其它相似分子量的化合物来，水的表面张力也大。我们将看到，表面张力是一个重要的性质，特别是作为毛管现象因素，它决定了水分在土壤中如何运动和保持。

5.2 毛管基本原理和土壤水

毛管现象是普通现象之一，典型的例子是将纱布条的下端侵在水中，水就会沿纱布条向上运动。毛管现象由两种力产生：(a) 水和壁间的引力，当水和管壁间的引力，当水沿固体管壁上升时，它使水运动(粘附或吸附作用)和(b) 水的表面张力，它产生于水分子之间大量彼此吸引力(粘结作用)。

毛管机制 把一支细玻璃管的一端放入水中就能证明毛管性。水在管中上升，管的内径越细，水上升得越高(图 5.3)，水分子被吸引到管壁周围，并随这种吸力下开始沿壁上升。由各个水分子之间的粘结作用力，水不等直接和管壁接触，便被朝上推进毛管。如此不断，直至管中水重与粘结力和粘附力平衡时为止。

毛管上升的高度和管径成反比，和表面张力成正比，当然表面张力决定于水分子间的粘结作用，其近似式如下：

$h = 2T/rdg$

式中h是管内毛管上升的高度，T是表面张力，r是管的半径，d是液体密度。对水来说，这个等式可简化为

$h = 0.15/r$

此式着重说明上升高度与水分上升所通过的管的半径大小的反比关系。

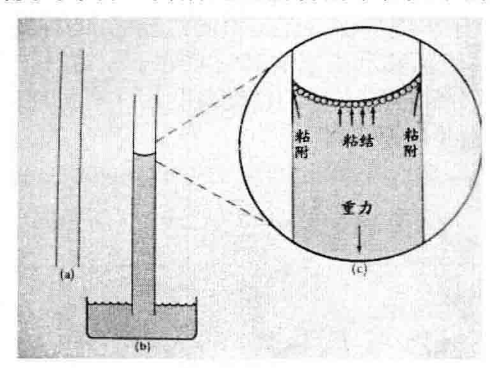


图5.3 说明毛管现象图解。(a)细玻璃管放入水面的情 。(b)当管插入液体，水沿管向上运动。(c) 由于水分子和管壁间的引力(粘附作用) 和水分子之间彼此相互间的引力(粘结作用)，水将沿管上升直至向下重力等于粘结力和粘附力时。

土壤中毛管上升高度 所有潮湿土壤中毛管力都在起作用。然而运动的速度和达到的高度都比根据土壤孔隙大小所预期的速度和高度小。这是由于土壤孔隙的通道不象用以描述毛管现象的玻璃管那样直，那样均匀。而且有些土壤孔隙充满着闭塞空气，或阻止水的毛管运动(图5.4)。

土壤中由于毛管作用而引起的向上运动在图 5.5 中于以说明，如果给以充足的时间，并且孔隙不是特别小的话，质地细的土壤通常因毛管作用而引起的上升高度要大些，这用毛管孔隙大小和联通性是很容易解释的，对砂土来说，是比较快的，但是很多孔隙是非毛管性的，以致上升高度不会很大。

虽然毛管原理传统地解释为向上的调整，但这个运动任何方向都有可能发生，因为土壤孔隙和水之间吸力，水平孔隙和垂直孔隙都有这种作用。毛管作用控制水分运动的意义，在小孔隙中将可用土壤水能量的概念来说明。

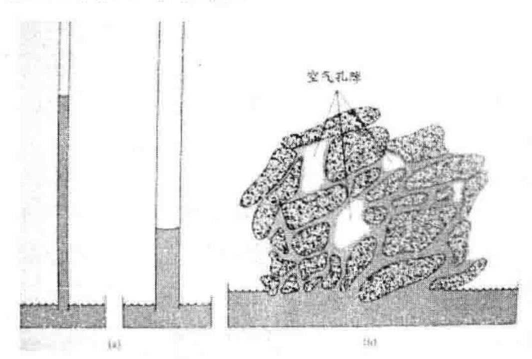


图5.4 向上的毛管运动(a) 不同大小玻璃管(b) 土壤中虽然机制和玻璃相同，但相比较下，在土壤中是很不规则的，因为在土壤中孔隙大小曲折和变异，以及由于闭塞的空气存

在所引起。

虽然毛管原理传统地解释为向上的调整，但这个运动任何方向都有可能发生，因为土壤孔隙和水之间吸力，水平孔隙和垂直孔隙都有这种作用。毛管作用控制水分运动的意义，在小孔隙中将可用土壤水能量的概念来说明。

5.3 土壤水分能量概念

土壤中水分的吸持和运动，在植物体中水分的摄与转移，以及在大气中丧失都是和能量有关的现象，不同种类的能量包括位能、动能和电能。但是，在下面的讨论中，我们将引用自由能的术语，来说明水分能量状态特性，这将是适当的，因为其他所有能够做工的能量的总和。同样，它在物质中的能量水平是那一物质变化趋势的普通的度量。当我们讨论到能量时，我们应当记住，一切物质包括水在内，都有从高自由能水平到低自由能水平移动和变化的趋势。例如其它所有条件一致，土壤水将一般从自由能高的地方(湿土) 向自由能低的(干土) 运动，因此，如果我们知道各点的位能水平，我们就可以预测水分的运动方向，这就是在能量水平点位差的影响下，从一个邻近点位，向另一个点位运动。

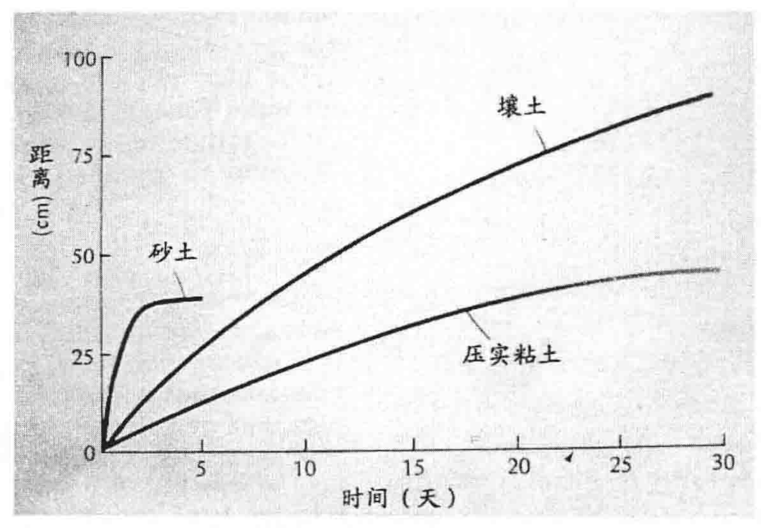


图 5.5 水分从水位通过不同质地和结构的土壤向上运动。注意砂 土中水分迅速上升，只达到适中高度。很明显，壤土的孔隙比压实的粘土孔隙对水分的移动更有利。

影响自由能的力 前节中讨论水分的结构和性质时，提到三个重要的影响土壤水自由能的力，粘附性或土壤固体(基质) 对水的吸力,基质力提供了(吸附作用和毛管作用的力)，它明显地降低吸附水分子的自由能，甚至降低粘结作用所吸持那些水分子的自由能。同样，离子和其它溶质对引起渗透力的水分的吸引力，有降低土壤溶液自由能的倾向。纯水穿过半透膜进入溶液的渗透运动是溶液的自由能状态较低的证明。

第三个对土壤水作用的主要力是重力，它有把水向下拉的倾向。因此，土壤剖面中，在给出的高度上，土壤水的自由能，高处纯水的自由能，高于低处纯水的自由能。自由能水平的这一差数就是水分流动的原因。

土水势 三种自有能水平都很重要。其差值，从一种水分状态到另一种，三种自由能的差数有很大的实际意义。土水势(ψ) 就是土壤水的自由能和纯水自由能之间，在标准参照状态下的差数。土水势的组成就是这三种自由能的差数产生的，分别是重力、基质力和渗透力的能，术语称重力势(Ψ_g)、基质势(Ψ_m) 和渗透势(Ψ_0)，注意，每种势的产生于不同的

力, 并且在技术上不是相加的。当然, 它们对土壤状态的影响作用是同时的, 土水势和自由能的一般关系见图 5.6 。

重力势 重力作用土壤水分和作用于其他物体一样, 引力朝向地球的中心。土壤水分的重力势(P_g) 可以下列数学式表示:

$\Psi_g=gh$

这里 g 是重力加速度,h 是参比高度以上的土壤水的高度。参比高度通常选在土壤部面之内或其下缘, 这样保证参比点以上的土壤水分的重力势将总是正的。重力在大量降雨灌溉后从上部根层排除过剩水分时起重要作用。当讨论土壤水分运动(见 5.7 节) 时请将注意。

基质势和渗透势 基质势是粘附(或吸附作用) 和毛管作用两种现象作用的结果(图 5.7)。在前一节中强调了土壤固体及其交换性离子对水(吸附) 的吸引, 正如水被吸附时能量的损失(湿润热) 受到强调一样。这一吸引与水的表面张力一块也是说明毛管力(见 5.2 节), 比起没有被吸附的纯水效应来, 这两力的效应是降低土壤水的自由能。因此基质势(Ψ_m) 总是负的。

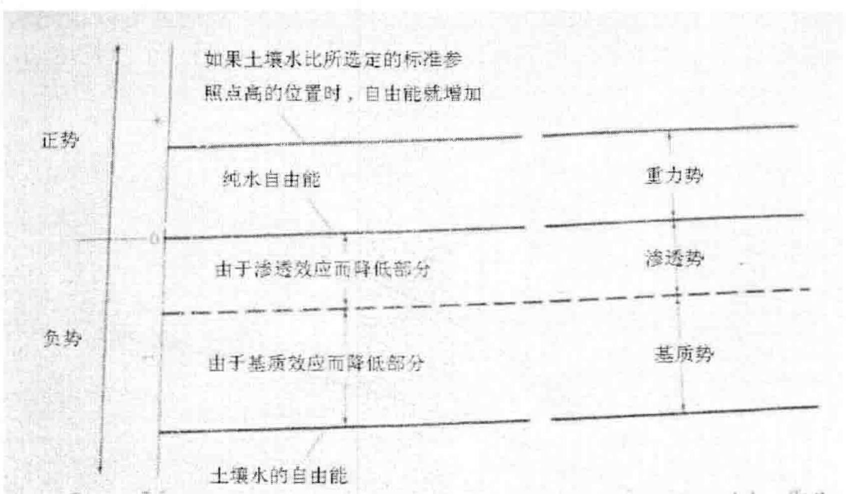


图 5.6 纯水和土壤水自由能之间的关系, 以及高度对自由能的影响以说明重力势。注意, 渗透效应和土壤固体(基质) 对水吸力的影响, 两者都减少土壤水分的自由能。减少量的部分如果来自渗透作用称为渗透势, 如果来自基质的作用, 称为基质势, 假如指定的自由水标准参比点比土壤剖面土壤水分高度高度低一些的话, 重力效应就增加自由能。可以看到, 渗透势和基质势两者都是负的, 这就说明了为什么有时候把它们叫做吸力或张力。重力势通常是正的, 土壤水分的动态在任何一个时候都将受这三种势中任何一个的影响。

基质势(Ψ_m) 不仅是对土壤水分的吸持施加的作用, 而且对大量

水分运动也施加作用。两个相邻土壤层的Ψ_m 差促进了水的运动。例如, 从湿润层(高自由能) 向干燥层(低自由能) 的水分运动, 虽然这些运动可以很慢, 但是特别重要, 对植物根系供水来说。

惨透势(Ψ_0)可以归因于土壤存在的溶质, 换句话, 归因于土壤溶液。溶质可以是无机盐或有机化合物, 它们减少水的自由能, 主要是溶质离子或分子对水分子的吸引力, 渗透作用的过程, 在图 5.8 中说明, 这一图解应该细心研究。

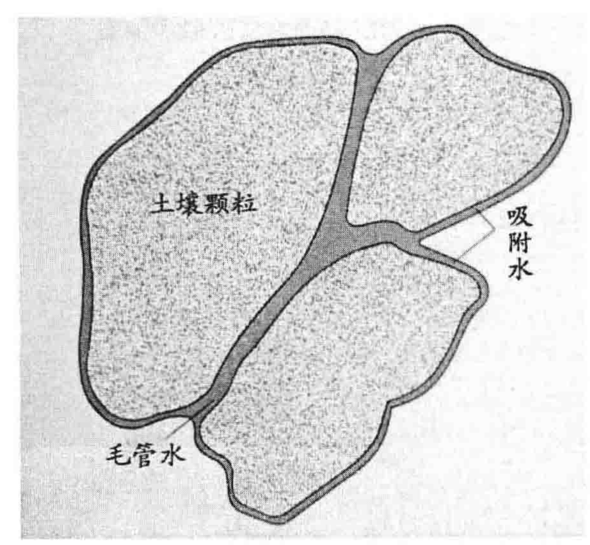


图 5.7 共同形成的基质势的两种“形势”(吸附水和毛管水)。土壤固体牢牢吸附的水，这里毛管力使水分保持在毛管孔隙中。

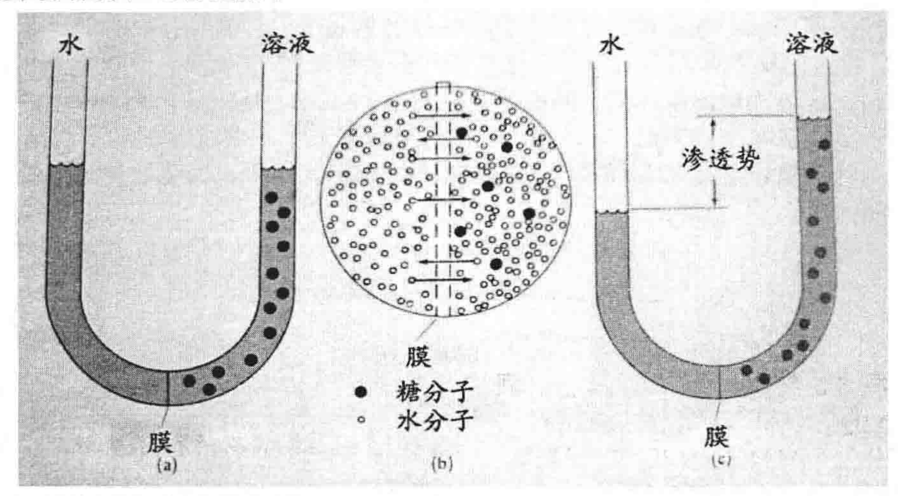


图 5.8 渗透过程和渗透压的图解。(a)u 型管的左臂盛水(左)，右臂盛糖水(右)，左右臂溶液被膜隔开，这个膜只能透过水分子，不能透过溶解的糖。(b) 膜的放大部分，水分子可以自由地从水一边移动到溶液一边，反过来也如此。相反，糖分子则不能穿过膜。因为糖的效应是降低溶液一边水的自由能，水分从左到右，多于从右到左。(c) 达到平衡时，足够的水分已穿过膜在两边的液体高度上带来了重要的差，这个差的大小就是两边和两边溶液的渗透势。[引自 Keeton(1972)]

土水势(Ψ) 一般还用标准大气压海平面上来表示，它是 14.7 磅　英寸 ^{2} ,760mmHg 柱或 1020cm 水柱。单位巴这个术语是大约一个标准大气压。毫巴(mbar) 是 1　1000 巴(bar),10 巴等一个兆帕(MP)，本教材多使用巴为单位。这三种表示土水势的单位间的关系见表 5.1.

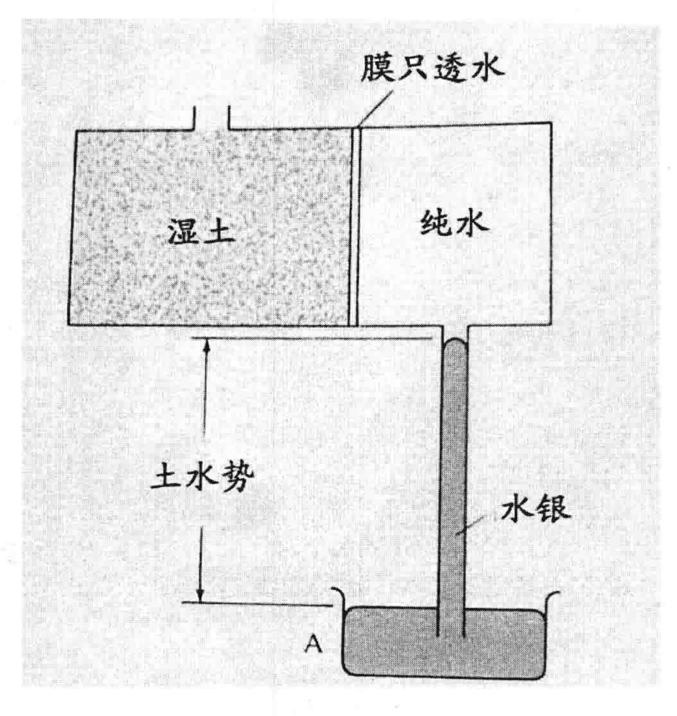
表 5.1 表示土水能量水平差的普通方法近似等值表

单位水柱高	土水势(bar)	土水势(Mpa)*
0	0	0
10.2	-0.01	-0.001
102	-0.1	-0.01
306	-0.3	-0.03
1020	-1.0	-0.1
15300	-15	-1.5
31700	-31	-3.1
10200	-100	-3.1

1 兆帕(Mpa) 等于 10 巴(bar)

不像基势(Ψ_m), 渗透势(Ψ_0) 对土壤水分大量运动几乎没有影响。它的主要影响是对植物根部摄取水分的影响, 土壤中水溶性盐含量高时, 土壤溶液中的Ψ_0 可以高于植物根细胞, 将限制植物吸取水分, 因为溶质的存在会降低水气压,Ψ_0 还影响水气的运动, 基质势和总土水势联合的渗透势之间的关系见图 5.9, 要细心研究该图两种势能的清楚含义。

表示能量水平的方法 有好几个单位已被用来表示土壤水分的能量水平差数。最普通的表示势的单位是厘米水柱高, 它的重量正好等于我们所说的势。厘米水柱越高, 认为势能就越大。



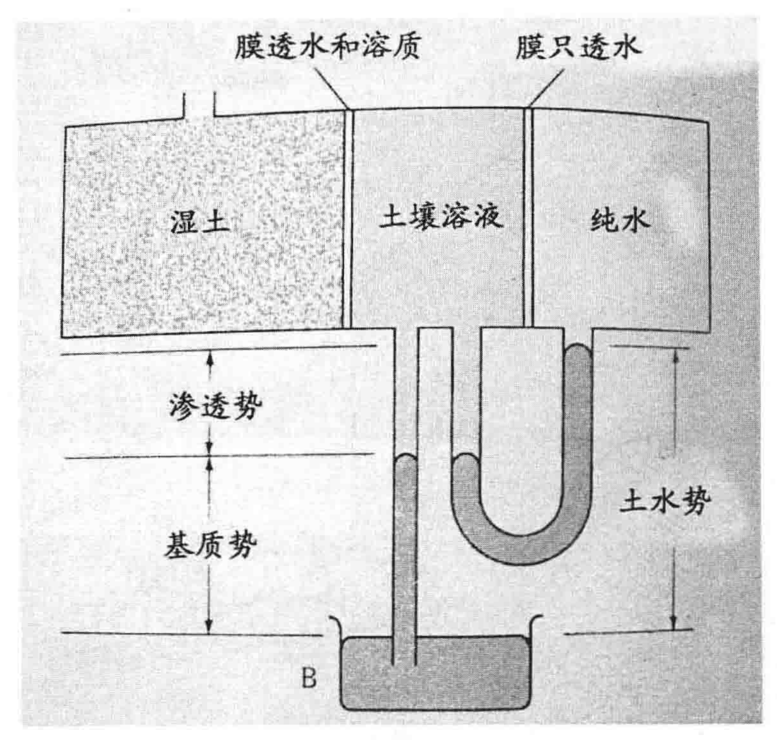


图 5.9 基质势、渗透势和联合的土水势间的关系。左图，假设土壤容器和纯水用膜隔开，膜只能通过水。纯水用管联接水银容器。水随吸力向土壤运动，该吸力来自土壤固体(基质势) 和溶质(渗透势)，当平衡时，管中水银在容器 A 上上升的高度就是这些土水势的联合(基质势和渗透势)。右图，在纯水和土壤之间增加第二个容器，并且中间用膜把土壤和水溶液两者隔开，离子将会从土壤向该容器运动，最后形成的浓度和土壤溶液不同，纯水和土壤溶液的自由能之差就是渗透势。基质势就是联合土水势与渗透势之差，也就是容器 B 中水银上升的高度。重力势在本图中不能看到[引自 Richards(1965)]

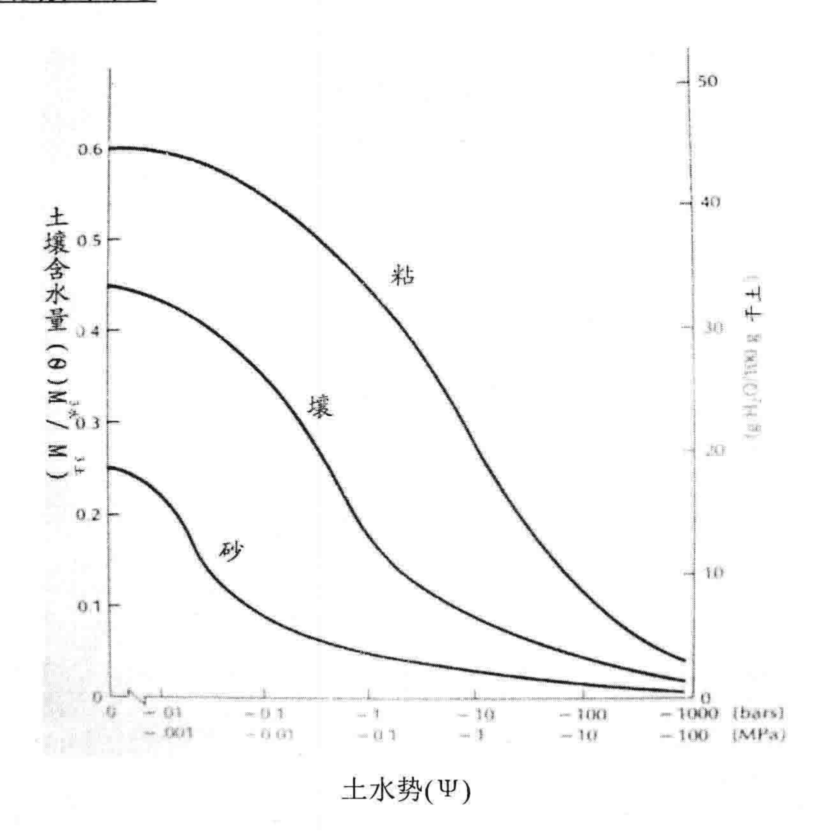
5.4 土水分含量与土水势

前面的讨论，提出了土壤水分含量和张力间反关系，水分从湿土里比从水分低的润土里容易流出来，可以预料，有许多因素作用于土水势(Ψ) 和含水量(θ) 之间的关系，下面几个例子就会说明这一点。

土壤水分和能量曲线比较 土水势（Ψ）和水分含量（θ）间的关系，用三种不同质地的土壤见图 5.10。

5.10 曲线中没有突中断，表示土水势的变化随含水量的增加逐渐增大，反之亦然。在给一定的势水平粘土的含水量大于砂土的含水量。同样，给定含水量时，粘土吸持水分比其它两种土壤牢固得多，所以我们将会看到，在田间粘土吸持较多的水分，但又吸持那么紧以致不能被植物生长所利用，总之，土壤质地对土壤水分保持向影响是显而易见的。

土壤结构同样影响土壤水分和能量的关系。团粒化好的土壤比团粒受到破坏的土壤有着更多的总孔隙。减少的孔隙反映了有较低的含水量。紧实的土壤同样有较多小　　中等大小孔隙，这种孔隙比大孔隙有更大的持水性。



土水势(Ψ)

图 5.10 土壤含水量　势曲线，对三种典型矿质土壤,从曲线，完全饱和的土壤慢慢干燥的过程土水势Ψ(它为负数) 表示术语用巴(bar) (上标) 和兆帕(Mpa)(下标).

土壤含水量和势能曲线，图 5.10 有显著的实际意义，它反映了保持　能量向关系，这种关系反映了田间变化过程，如水分在土壤中的运动，和植物的吸收利用。曲线也说明了土壤水分供给的经常方向，和土壤水的运转，这将在下节讨论。

5.5 土壤水分含量和张力的测定

通常有两种测定土壤水的方法，土壤含水量可以直接测定和间接测定，间接测定即土水势(张力) 的测定。

含水量 一个常用的方法是测定土壤中含水的数量，重量法测定步骤是直接测定单位干土质量(或间接体积) 含水重，如润土通常在野外取湿土称重，在温度100^0 c到110^0 下烘干，再称重，水分的损失，就是湿土土样中土壤水分。

最普遍的表示土壤含水量是用水的重量和体积，是土壤固体含水的重量和体积。而体积水量(θ) 是由水的体积来定量，水的体积常用立方米，为干土的含水量(见图 5.10)，相对应的方法是重量水量或水分重量，常用 kg，这两种表示方法都可以采用，本教材将多采用体积水量(θ)。

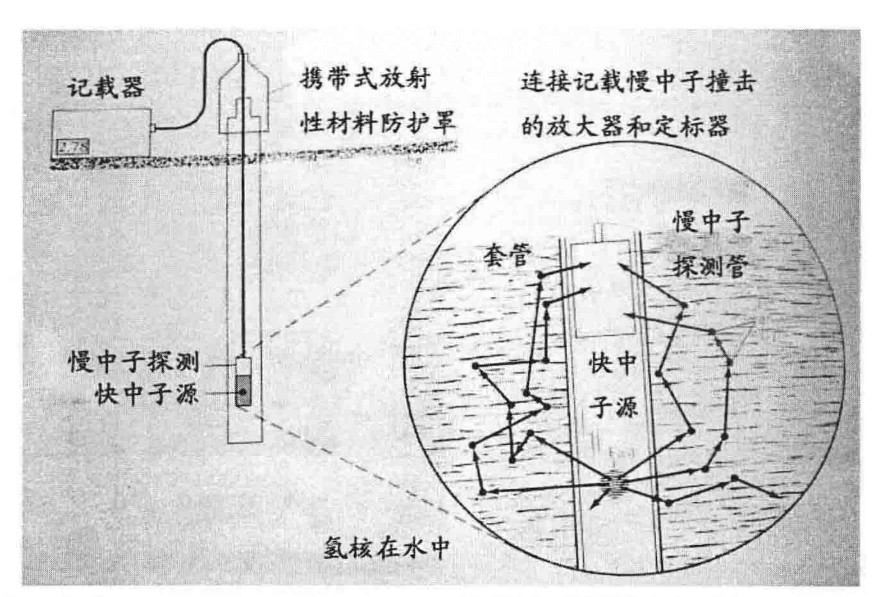


图5.11 中子水分计如何工作，装有快速中子源和慢中子探测(如镭或钼　　铍) 以很高的速度发射出来，当这些中子撞击一个小的原子，如含在土壤水中的氢原子时，中子的运动方向改变并且失去部分能量，使用探测管和定标器来测量这些"放慢了的" 中子，所得的读数和土壤水含量相关。

另一个实际测量土壤增加水量(特别是灌溉) 用面积是英亩英尺，这是覆盖单位面积土地深一英尺需水量，同样，英亩英寸用覆盖面积的深度也用英寸，这些技术术语常用在确定灌水量中应用。

现在要讨论下面两种间接测定土壤含水量的方法，第一个是电阻法，电阻法是利用某些多孔性物质如石膏、尼龙、玻璃纤维等的电阻和土壤含水量相关性。当把嵌有电极块的这些材料的块状组件，放置于土壤，它们将按照土壤含水量的比例吸水，按序，电阻反映了电阻块各个土样的吸水量。在实验室校准后，将电阻块带到田间，放置潮湿土壤中。从土壤中吸水，一直到平衡状态后，电阻读数。测定的这些吸收水分的电阻，按编号，就是该测处土壤的含水量。田间土壤含水量的变化，利用这一电阻块，可以无碍地进行土壤监测。这些电阻块在 1 到 15 巴的势能范围内能给出符合要求的精确水分读数。

另一个间接方法是中子散射测定田间土壤含水量，中子水分计的有效性是基于这一原理，即氢在急剧降低快中子的速度，并把它们散射开的能力方面是比较独特的。在图 5.11 中说明了中子水分计的原理。它能准确地测定矿质土壤中作为化合氢的主要来源于水的含量。这一方法对有机质土壤的测定受到明显限制，因为有机质中许多化合氢是以水以外的其他形式存在。

水分张力计法 张力和负压力，它是表示土壤保持水的土水势(Ψ)，它除了用正表示外，还可以用负来表示，田间张力计如图 5.12 所示张力的测定。张力计充满水然后放进土壤，它的作用基于这一原理，是张力计中的水通过细孔被吸入土壤，直至达到平衡为止。这时土壤中的势能就是张力计上读数。张力计成功地用于灌溉需要的测定，土壤保持良好的供水的时间，张力计有效利用范围在 0 和-0.8bar 势能之间。

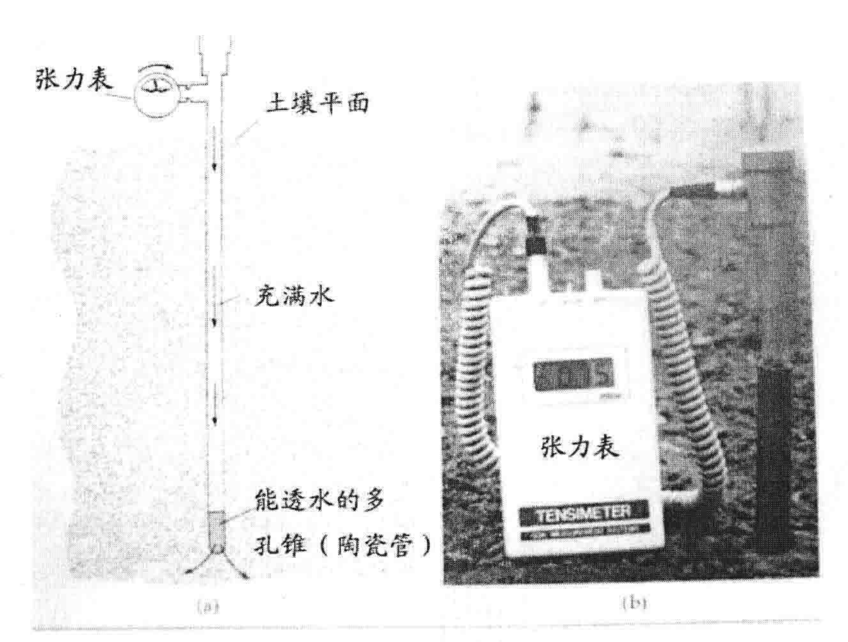


图 5.12 田间用张力计测定水分应力的方法。(a) 横断面表示张力计的基本组成，水通过仪器的多孔锥，随土壤的吸力而运动，这就产生了测表测得的张力。(b) 张力计在田间的位置用手提式张力计按秩序测定张力和势能毫巴(巴)。

压力膜法 压力膜装置(见图 5.13)。常用来测定基质势，含水量相应势能值在低于 100bar 时用，这个实验室重要的装置，在较短的时间内，能够准确地测定许多土样，用于大范围的能量　土壤水分关系的测定。

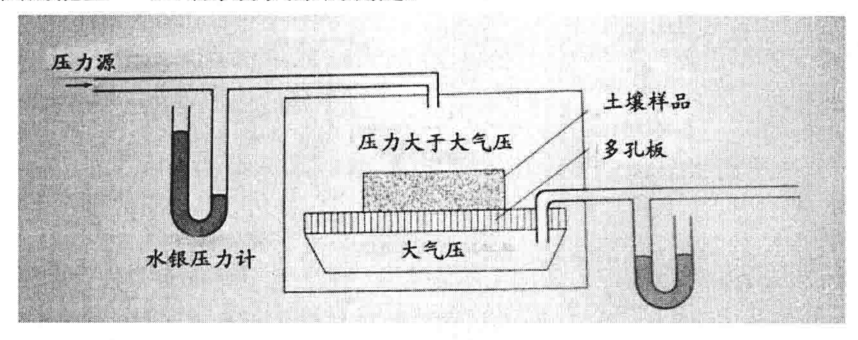


图 5.13 用来测定土壤含水量　　基质势相关性的压力膜装置。从外部引入的气体在槽内产生压力，迫使土壤中的水分通过多孔板流入大气压下的槽箱里，当测定的土水势下降时提供压力。这一装置可测得的土水势值(干土) 比张力计或张力板大得多。

5.6 土壤水分运动的类型

在土壤中有三种类型的水分运动　　饱和流、不饱和流和汽态水运动。饱和流和不饱和流两种，和汽态水相反，都属于液态水运动，我们将首先讨论液态水流。

液态水流是由于水势梯度引起，即从一个土层流向另一土层的基质势(Ψ)，流动的方向是从高Ψ_m层流向水势低的Ψ_m 层。饱和流发生在土壤孔隙完全被充满(或饱和) 水。非饱和水流发生在孔隙部分地，甚至湿土区，也是部分地被水充满，在每一种情况下，水流都是由于能　　土关系引起，我们将在讨论三种类型的运动时就会明白。

，在低势值(低含水量)。从这一关系可以看出，在粗质土壤中大孔隙占优势能促进饱和流，相反细孔隙(毛管孔隙) 显著的土壤，如粘土，比在砂土中更促进

5.7 土壤中的饱和水流

在大多数土壤中，至少有部分土壤孔隙中含有一些空气和水分；这就是说，它们是不饱和流。然而，在一些情况下，至少部分土壤剖面可能完全饱和。甚至在排水良好的土壤，在某些部分有时也会饱和。例如，成层的粘土层上面有时土壤孔隙可能饱和。在大雨或灌溉之际或灌后不久，上部土层常充满了水。

在饱和状态下，水的流动由两个主要因素决定，推动土壤的水力(一般是重力) 和水传导度,或水通过孔隙的难易，水的传导度可用数学式表示为：

V=kf

V 为单位时间移动水的总体积,f 是水分运动推动力,K 是土壤的水力传导度、饱和土壤的水力传导度基本上是常数，随土壤孔隙的大小和和形状而定。这和不饱和土壤的情况大不相同，那里的水力传导度随含水量而减小。

一个垂直饱和流图解说明见图5.14，推动力就是所说的水力梯，是土柱上下水的高差。顺土柱向下移动的水分容积就取决于这种推动力和土壤水分传导度。

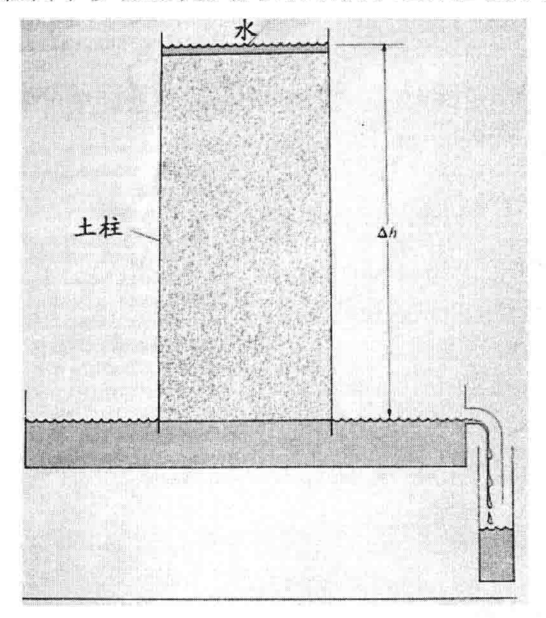


图 5.14 土柱饱和水流(渗漏作用) 所有孔隙被水充满，通过土壤水的吸力就是Δh，是土柱上水面和土柱最低土层的差，这一同样的力可适用于水平移动，水流出后流入一边容器,出实际上从剖面向下移动。

不要从图 5.14 推断出饱和水流只是垂直发生，由于同样的水力也会发生水平流动和向上流动。然而流动的速度常常不太迅速，因为不管如何重力不会加速水平流动，并会妨碍向上流动。垂直流和水平流的示意图于 5.15，该图记录了灌溉水流流入两种土壤,砂壤和粘壤土，一些水的移动很象饱和水流。水分向下流入砂壤土比粘壤土快得多，另一方面，水平移动在粘壤土中很明显。

影响饱和土壤水力传导度的因素 任何影响土壤孔隙大小和形状的因素都会影响水力传导度。因为在土壤孔隙中总的流量与孔隙半径的四次方成正比，所此通过半径为 1mm 的孔隙的流量相当于通过 10000 个半径为 0.1mm 的孔隙的流量。即便是 100 个也显然大孔隙

占饱和水流的大多数。

土壤质地和结构与水力传导度有直接关系的性质。砂质土壤通常比较细质的土壤具有更高的饱和传导度。同样, 具有稳定团粒结构的土壤, 比起具有不稳定团粒结构的土壤, 传导水分要快得多, 后者在潮湿时结构就破坏了。细的粘粒和粉粒能够阻塞甚至较大孔隙的连接通道。天气干燥时龟裂的细质土壤起初能让水迅速移动, 后来这些裂缝膨胀而闭塞起来, 因此把水的移动减少到最低程度。

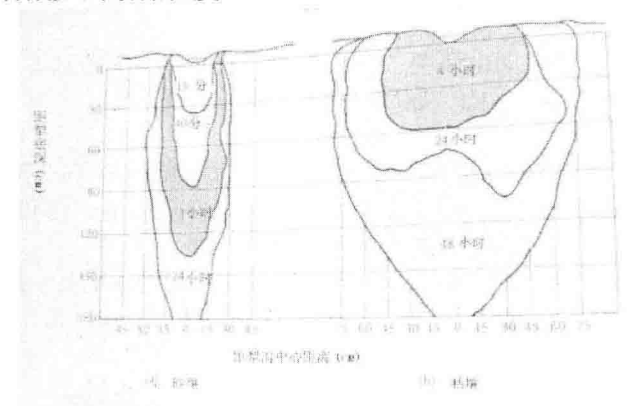


图 5.15 在砂壤土(左) 和粘壤土(右) 中灌溉水运动速度的比较。注意砂壤土中运动速度大得多, 特别是向下运动[摘自 Cooney 和 Peterson(1955)]。

5.8 土壤中的不饱和水流

在饱和土壤中水分运动相对较快地通过大的和联通的孔隙, 但在不饱和土壤, 这些大孔隙常充满空气, 只有小孔隙进行水分运动, 并被认为是慢的。这一因素影响见图 5.16, 该图显示基质势(Ψ_m) 依次与湿度水平和水传导度间的关系。注意, 零或接近零势能(饱和水流区的特征) 水传导度百倍大于不饱和水流型(-0.1bar 或更低)。

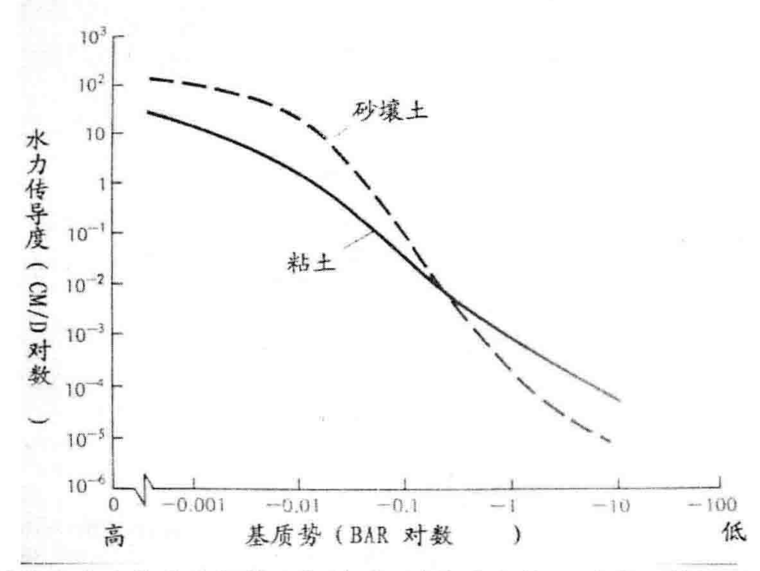


图 5.16 基质势和水力传导度间的一般关系, 砂壤土和粘土(注意对数标度)。饱和水流发生在零或接近零势能, 非饱和流发生在零或接近零势能, 非饱和流发生在一 0.1bar 或以

下土水势。

在高土水势水平(高含水量) 水力传导度在砂土中高于粘土，反之也对不饱和流。

从上述的讨论我们可以看出，不饱和水流受到影响和饱和水受到同样原理的支配，即水流的方向、流量与水力传导度和推动力有关。在这种情况下，推动力就是基质势梯度(mtric potential gradient) 或者是湿润面积与水分流向的干燥面积之间的基质势差，运动是从水膜厚的地方(基质势高的地方，如-0.001Mpa)，流向水膜薄的地方(基质势低的地方，如一 0.1Mpa)。

基质势梯度对水分运动的影响，可用图 5.17 的水分曲线来说明，在这个图里看出，水分从湿润土壤到较干的土壤运动的速度，湿润土壤中水分百分数俞高，基质势梯度俞大，流动速度就俞快。在这种情况下，运动的速度显然是基质势梯度的函数。

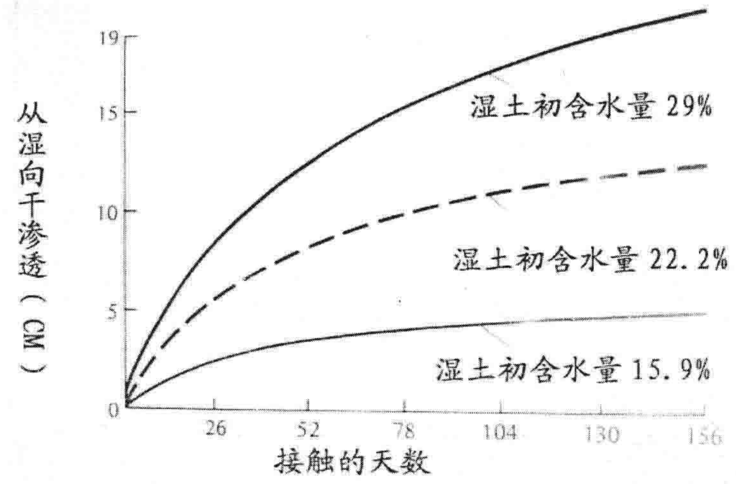


图 5.17 水分从三种湿度水平不同的湿土流向较干的土的运动速度。湿土的含水量俞高，势能梯度俞大，流动俞快。含水量大致相同的两种稍湿润土壤之间水分调整非常慢。

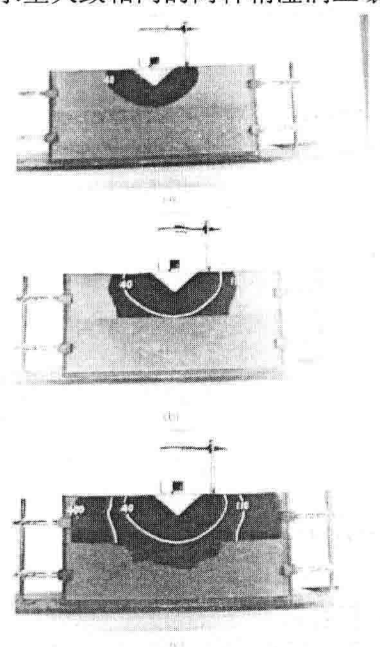


图 5.18 粗质层理土壤中水分向下运动(a) 水分供给的中等质地表层，注意 40 分钟后，向下运动不大于侧向运动，在这种情况下重力比起基质势梯度是微不足道的。(b) 向下运动遇到粗质层就停止了，在 110 分钟后没见向砂质层运动。因为大孔隙对水的吸力小于细质对水的吸力， 只有当水分(造成的基质势梯度) 足够大时才流入砂中。(c) 在 400 分钟以后，覆盖在上层的含水量高到足以产生-0.5 大气压或更大的水势,于是向下进入粗质地的移动发生。因此砂质层及紧实粉砂和粘土影响土壤水分向下移动。

5.9 层状土壤中水分运动

我们的讨论，直到现在几乎全是假设在质地和结构方面非常一致的土壤，野外土壤在物理构造方面与覆盖在上面的土层有不同层次是常见的。这些层次对水运动有明显的影响，值得注意。

在很多土壤都能找到各种各样的层次，不透水的粉砂和粘盘是最普通的，砂和砾透镜体和其他亚表层也是如此。在很多情况下，对水分运动的影响，是一样的。即向下运动受阻，这一影响层参见图 5.18，去研究为什么这一层也能减少水分向下移动。

层理这一影响的意义是很明显的,例如，它肯定影响田间土壤上部吸持水量。层理起着水分屏障的作用直到高水分水平建立起来为止。这就形成比在排水良好的土壤里正常见到的高得多的田间持水量。

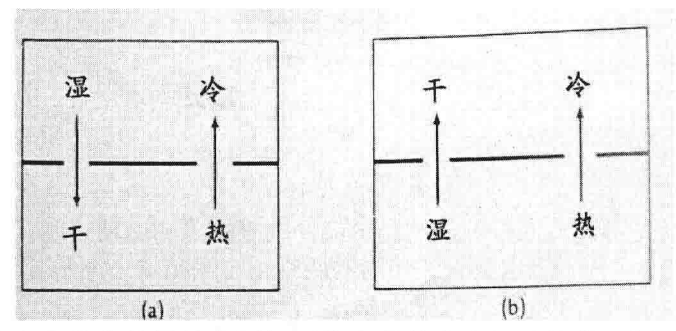


图 5.19 温度和水分有差异的土层间可能出现的水汽运动趋势，在图(a) 中运动的趋势或多或少互相抵消，但在(b) 中，如果土壤毛管中的液态水不受干扰的话，趋势一致，可能有相当数量的水汽被不断转移。

5.10 土壤中水汽的运动

两种水气运动发生在土壤中，内部和外部，内部运动发生在土壤内部，在土壤空气里，外部水汽运动发生在土地表面，水汽由于表面蒸发而损失(见 14.4 节)。水汽从一个土壤点向另一个土壤点，随汽压差运动，因此水汽从土壤空气接迎饱和(100%)水汽的湿土(高水汽压)，向干土(水汽压) 运动。同样，如果均匀湿度土体的一部分的温度降低，水汽压也降低，水汽向冷些的地方运动，增温反应则相反。图 5.19 说明了这种关系。

土壤中水汽实际总量，在对植物生长适宜湿度条件下，惊人的少,15cm 以上土层一公顷不多于 10kg, ,相比之下，在同样土壤体积，当液态水时，为 375000kg。

由于水汽总量很少，它在土壤中的运动实际意义很小，这是在土壤湿度最适植物的生长时。在干燥土壤中，当然，汽态水分的运动被认为是很重要的，特别是抗干旱的沙漠植物水分的供应，这种植物有许多能在极低的水分条件下生存。

5.11 田间土壤水分的保持

掌握了前几节讨论的能量一水分关系后，我们现在转到一些更实际的问题。下面我们将考虑在暴雨或灌溉后的土壤水分和能量关系。

最大持水量 大雨或灌溉后，大雨或灌溉后，土壤变得水饱和，并向下排水前，此时的土壤被称为饱和土壤(图 5.20)，这时的土壤持水量称作最大持水量。它的基质势高，接近于纯水。

田间持水量 灌溉或降雨后，接着一些水将会相对快速向下随水势梯度(主要是重力)向下运动，经二三天后这一向下运动的速度变得很小。它时土壤含水量称作田间持水量。这时水分已从较大的孔隙或大孔隙中移了出去，而其位置已被空气占据。微小孔隙或毛管孔隙仍然充满了水，就是从这一来源，植物将吸取所需的水分。虽然不同的土壤基质势稍微不同，但是通常在 0.1 巴到 0.3 巴的范围。水分运动将继续进行，但运动的速度很慢，因为这时运动主要由于只在微孔隙中生效的毛管力(图 5.20).

凋萎系数 植物从土壤中吸收水分，大部分通过叶面蒸腾作用而损失，一些水分还从土面蒸发直接损失掉，这两种损失同时发生，

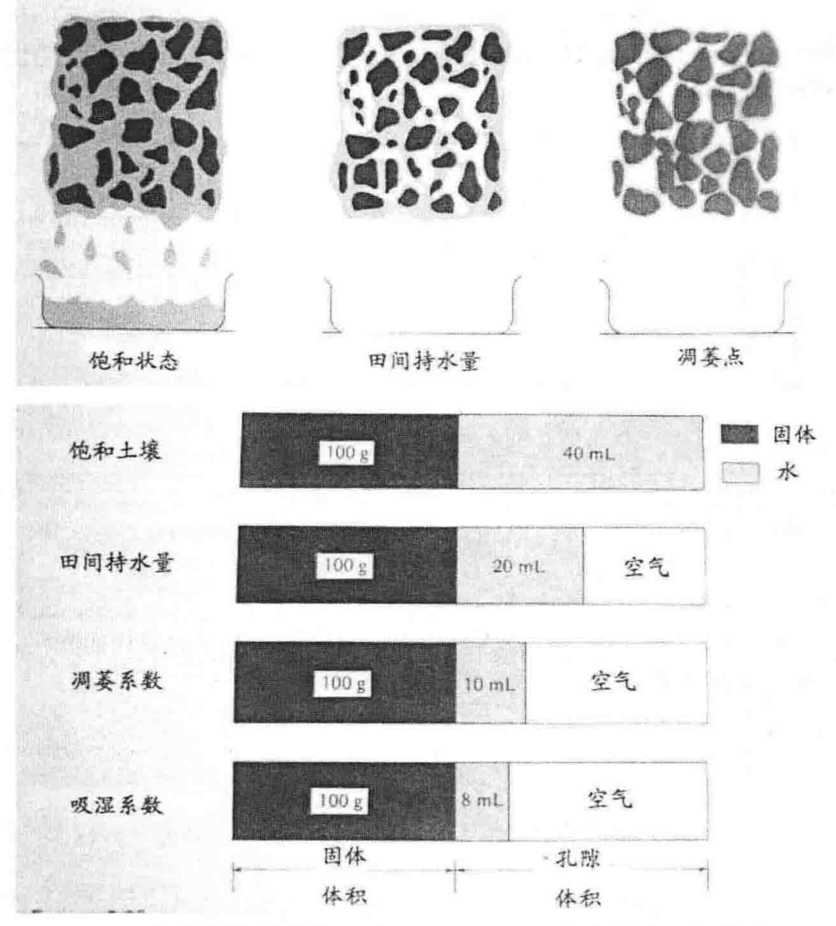


图 5.20 不同水分团粒化良好的粉砂壤土，100 克土壤水、气体积。顶上横条为土壤饱和状态，常出现在降雨和灌溉的时候。水分不久将从较大孔降和大孔隙中排出，于是这种土壤含水量称作田间持水量。植物从土壤很快吸取一部分水分，直到凋萎系数为止。虽然

还有一部分水分，但土壤吸持如此之紧，以致植物不能吸收。土壤水分进一步减少在吸湿系数如底条所示，在此点水分吸持更紧，主要是土壤胶体吸持。

两种损失的联合，术语叫做蒸发蒸腾作用。

当土壤干燥时，植物就开始显出土壤水分减少的效应，白天它们就有凋萎的倾向，起初，植物夜间将又重新恢复起来，但到后来它们白天和夜间一直凋萎，虽然没有死亡，植物在这种条件下，测得土水势显示(Ψ) 数值大约为-15bar 对大多数作物来说。对一些干旱植物还能继续再损失水分，而且负势能将更大一点。

在这种土壤水分阶段，被称为凋萎系数或永久凋萎系数，在最小的小孔隙中和各个土壤颗粒周围，可以找到继续存在于土壤中的水分(图 5.20)，显然，土壤中存在的这种水分对较高等植物来说，大部分是无效的。

吸湿系数 过了凋萎点，土壤水分进一步降低，水分子被保持得非常紧，大部分被土壤胶体表面所吸附，在这种状态下，土壤上部大气实质约成饱和状态(相对湿度 98%)，并建立起了平衡。水分保持如此之紧(-31 大气压)，它们以致于其中很大部分为非液态的，而且只能作为蒸气相的运动。这时的土壤含水量，在这一点上称作吸湿系数。土壤胶体物质含量多的土壤比含砂多与粘粒和腐殖质少的土壤会吸持更多的水分(表 5.2)

表 5.2 三种典型土壤的田间持水量，吸湿系数和毛管含水量，含水量的容积 (θ)。注意，粘土水分处在最多的田持水量，处在吸湿系数的水量也多，并且吸持得很紧，势能-31bar 被胶体吸持(吸湿系数)。

	容积%(θ)		
土壤	田间持水量 (-0.3bar)	吸湿系数 (-31bar)	毛管水 (田持-吸湿系数) (-0.3bar—31bar)
砂土	12	3	9
粉壤	30	10	20
粘土	35	18	17

势能和含水量土壤含水量,从田间持水量减少到吸湿系数，势　　湿度曲线 5.4 节作了描述。它的相关性图解于图 5.21，该图看出，水分含量　基质势间的关系，土壤为壤土，并标识了每种田间条件下的势能范围，该图右面部分提出了土壤水分的物理和生物分类方法。然而，为了强调土壤中没有明显地可视为相同的水分“类型” 这一事实，这个图解是有意地同水分　势能曲线结合起来，水势梯度势能的变化随含水量的变化而变化。当我们下节课讨论一些通用土壤分类系统时，应该记住这一点。

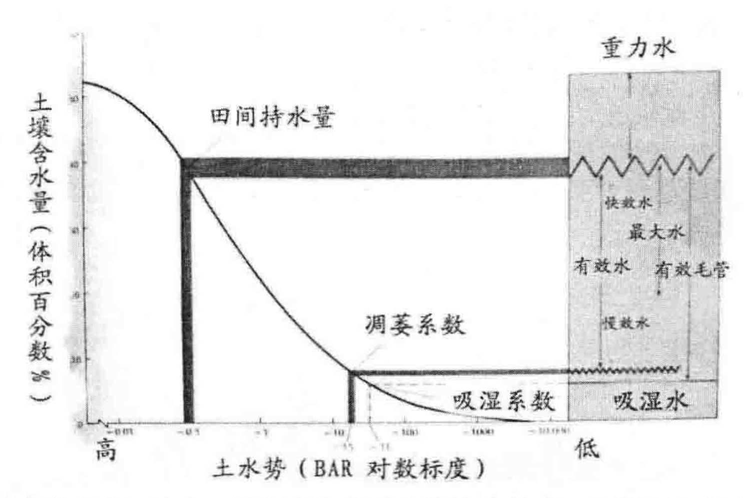


图 5.21 势水分曲线, 壤土, 相应不同术语去描述土壤水, 右图的波线表示像田间持水量那样的测定不很准确。随着土壤水分的变化, 势能梯度变化, 打破了土壤水分不同“形态” 的概念。同时, 像“重力水”、“有效水” 等这样的术语, 有助于土壤水分利用的定性描述。

5.12 传统的土壤水分分类系统

在观察湿润土壤和生长于其上的植物变干燥的基础上, 发展起来的两种类型的土壤水分类系统：物理的和生物的。虽然这些分类系统缺乏描述前面水分一能量特性的科学根椐, 但在实际意义上是有用的。

物理分类 从物理学的观点来看, 重力水、毛管水和吸湿水等专门名词在图 5.21 中得到了验证。超过田间持水量(0.1 到 0.3bar 或更高) 的水分称作重力水, 虽然吸持能低, 重力水对植物没什么用处, 因为它在土壤中只是很短时间, 就占有大量孔隙, 因此减少土壤空气, 重力水从土壤中排出一般对最优的植物生长是必要的。

顾名思意, 毛管水吸持在毛管大小孔隙中, 并受毛管性支配而活动的水, 毛管水包括了植物生长所摄取的大部分水分, 具有的势能在一 0.1 和 31bar 之间。

吸湿水是紧紧地被土壤固体束缚势值低于一 31bar 的土壤水。它基本上是非液态水, 主要以气态形式运动。高等植物不能吸收吸湿水, 但发现有些微生物活动能只有在吸湿水的土壤里。

生物学分类 水分保持及其植物利用田间有明确的关系。显然重力水对植物没有用, 可能还有害。对此起来, 在田间持水量(0.1 到 0.3 巴) 和永久凋萎系数(一 15bar) 保留的水分被认为是可以被植物利用的, 因此称作有效水, 被吸持在大于 15bar 的水分对植物来说叫做无效水(图 5.21)。

在大多数土壤里, 植物生长最优的土壤含水量保持在接近田间持水量或至少不接近永久凋萎点的时候。因此最适生长的水分范围不会超出水分有效性的整个范围。

从物理学和生物学的观点来描述土壤水分的各种术在实际方面是有用的。这些名词最好也只不过是半定量的。例如田间持水量的测定就有相当的任意倾向, 因为所获得的数值受到象变湿之前剖面里最初的土壤水分和被植物吸收的水分以及在向下流动期间地面蒸发等因素的影响。而且, 确定什么时间水分由于重力而向下的移动已经“基本上停止” 是较为任意的。这些事实再次强凋说明, 在土壤水分的各种“形态” 之间没有清楚的界线。

5.13 影响有效土壤水的含量和利用因素

植物从土壤中吸收有效的数量取决于多种因素，包括水势关系(基质势一渗透势)，土壤深度，层理或成层作用，下面将对每个问题简述。

基质势（Ψ_m）影响植物可利用的土壤水分的量是因为，它影响田间持水量和凋萎系数。这两个的特性，又决定了可以提供给植物生长的土壤水分数量。这又受影响于土壤质地、结构和有机质含量。

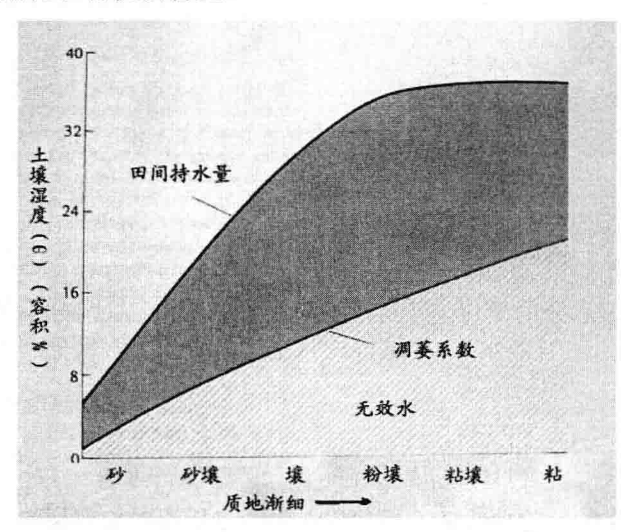


图 5.22 土壤水分特性和土壤质地的一般关系。注意，当质地变细时，凋萎系数就增大。田间持水量曲线一直到粉砂壤土，都随土壤粘重程
度增大而增大，然后变为水平。记住，这是有代表性的曲线。个别土壤可能不同。

通常质地的影响见图 5.22，注意随着质地的加细，土壤一般有效水的贮存量增加，如从砂土，壤土到粉壤土。但粘土提供较少的有效水，比起较好团粒结构的粉壤土。有效水持水的比较可以从图解中清楚地看出。

有机质的影响值得特别注意，排水良好含有有机质为5%的矿质土壤，可能比含3%有机质的土壤具有更高的有效水分含量。一个可能的错觉是，这个有利的影响可能都来自有机质的持水量。情况不是这样，有机质这时大部分作用是属于它们对土壤结构，从而对土壤孔隙的有利影响。虽然腐殖质有较高的田间持水量，但它的凋萎系数也相应的高。因此，有机质对有效水的作用主要归功于通过对土壤结构的影响。

渗透势 土壤中盐分的存在，无论来自化肥，还是原来存在的化合物，都会影响土壤中水分的摄取。土壤溶液中渗透势的效应，是有增大凋萎系数，从而降低土壤中有效水的范围的倾向。对于高含盐量的土壤，总水效应将包括基质势，还有土壤溶液的渗透势。在大多数湿润地区的土壤，这个渗透势的影响是意义很少的，但在干旱和半干旱地区的盐渍土来说是很重要的。

土壤深度和层次 和其他因素相同，深厚的土壤比浅薄的有更大的有效持水量。对于深根植物来说，这是具有实际意义的，特别是在那些补充性灌溉不可能的半湿润和半干旱地区。

土壤层理或层次显著地影响土壤中有效水分及其运动，不透水层强烈地降低水分向下运动的速度，还能阻碍植物根系下扎，因此，减少吸收水分的土壤深度，砂性土层对于来自上面较细质土层的土壤水分的运动有阻碍作用。5.9 节和图 5.18 作了说明。

粘粒含量高的干燥土壤(特别是变性土) 宽的裂缝向下进入土壤剖面的发育, 明显地影响水分渗漏进入土壤, 起初, 降雨或灌溉后, 渗漏非常迅速, 此时实际主要灌入了裂缝, 这样的水分运动, 认为是主要进入了土壤内部, 并移动到了剖面深处, 很快。当然, 粘土湿后膨胀, 裂缝封闭, 进一步渗漏很慢, 最终当然被认为, 土壤中己有的这些水分, 也可以被以后利用。

土壤的有效水贮量, 在很大程度上决定土壤在农业中的实际利用, 这一贮量往往不利于气候和作物产量之间稳定性。由于各方面对水的利用　工业的、家庭的以及农业的开始对这一重要的自然资源加重负担, 土壤有效水贮量就变得更有意义。

5.14 水分是怎样供给植物-毛管性和根的伸展

在任何时候, 都只有一小部土壤水分是在植物根系吸收表面最邻近的地方。生长茂盛的植物怎么这样容易而稳定地获得补偿蒸腾所需的大量水分(见 14.5 节), 看来有两种现象说明水分的获得: 土壤水分向植物根部的毛管运动和根往潮湿土壤里的生长。

毛管运动的速度 植物根系吸收, 减少水分含量, 立即减低了土壤中根周围的势能, 随着势能的降低, 水分移向根部, 移动的速度取决于势梯度值和取决于土壤空隙传导度, 对一些砂质土壤凋节可以比较迅速, 流动速度是很大的。对细质和团粒结构差的粘土, 移动将是缓慢的, 并只有不多的水分释放出。

毛管水流动的总距离一天之间可以只有几厘米, 这似乎可以使人们认为, 毛管水的运动没有多大的意义, 对提高作物吸收的水分的供给, 但是, 如果根系穿扎大量容积的土壤, 水分运动更大的距离也没有必要, 毛管运动对保障作物水分有重要意义。在水分含量较低, 植物根系扩展很小期间, 毛管水运动有特别的重要性。

根系伸展的速度 水分的毛管运动和根系的快速伸展互为补充, 这样设想根　土接触才能稳定地建立起来。如根系穿扎可以很快促进植物生长于最佳土壤水分需求的维持, 草甸粗根、细根、根毛就是植物有生命力的根系。表 5.3 提供了一个试验大豆根长而资料, 数千条根毛加在一齐长度非常之大, 它们穿扎于土壤中。

表 5.3 阿肯色卅卡普蒂纳粉壤土(典型湿老成土) 不同深大豆根长

土壤深度(cm)	根长(km/ m^3)	
	无灌	有灌
0-16	76	89
16-32	30	37
32-48	21	27
48-64	14	16

[引自 Brown(1985)]

根伸展的主要限制土壤每一时刻接触根系的比例小, 虽然被认为根系表面大, 如同表 5.3, 但根土接触面积还不到土壤面积时 1%。这样设想, 大部分水分必须从土壤移动到根部, 虽然移动通过的距离可能可能不多于数毫米, 这可以认为毛管作用和根系伸展对提供植物土壤水是互补的。

根分布 根系在土壤剖面的分布决定着所谓的植物吸收土壤水能力, 一些植物, 象

玉米和大豆，它们的大部分根系分布在土壤剖面 25 一 30cm(表 5.4)，相反，多年生作物，象苜蓿和果树有的根系能够吸收心底土层的一部分水分，甚至在有些情况下，当然，好像许多根系从土壤上层吸收水分，这些层都能很好地提供水分，另一方面，如果上部土层水分缺乏，甚至作物，象玉米和大豆可以从底层吸收大量水分。

表 5.4 三种作物根系上层 30cm 和深层(30 一 180cm) 根系重量百

分数比较

作物	根系%	
	上层 30cm	30 一 180cm
大豆	71	29
玉未	64	36
高梁	86	14

[摘自 Mayaki(1976)]

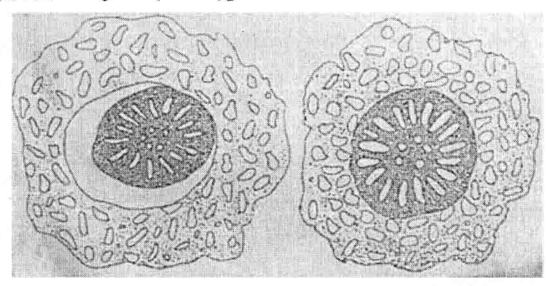


图 5.23 玉米周围土壤中的根系横切片。(a) 在低土壤水分含量应力作用于植物，根系完全充满于土壤孔隙。(b) 当植物在苛刻水分应力下，象在干热期间，根系收缩，大大减少根一土接触，根系的收缩可以发生在炎热的夏天，甚至于土壤含水量还是高的。

土 一 根接触 根长入土壤，它们进入足够大的孔隙，以容其身。根系外部细胞和土壤之间接触，允许土壤中的水分从土壤进入植物，随着能量水平梯度(图 5.23)，当植物在水分应力下，根的大小随着应力收缩，象在炎热的夏天。

干燥到来，并是非常严枯，白天间植物叶面蒸腾非常大，根系直径在这一条件下可收缩 30 一 50%，收缩减少了根一土接触，液态水的运动和养分进入植物缩减，虽然汽态水仍然供给植物吸收，这一吸收速度如此之慢，以致于不能保持较多的水分，生存受到威胁。

5.14. 结论 土壤水分子具有极性结构，分子的一端带有正电荷，而另一端带有负电荷，这一极性促进了静电水吸引，对水溶性阳离子和土壤固体二者，这些吸引力倾向降低土壤水的自由能水平使低于纯水，这一减少值称为土水势(ψ)，土水势深刻地影响着许多土壤性质，但特别是影响土壤水的运动和植物对水分的吸收。

水势是由于土壤固体(基质) 对水的吸引(基质势 ψ_m)，和重力相结合极大地控制了水分运动。这一运动在高含水量和大孔隙多土壤中是相对快速的，在干燥土壤中，当然水的吸力相当大，以致于在土壤中的运动和被植物的吸收都相当小，最后，植物因水分缺乏而死亡，那时土壤中虽然还有相当的水分，但这些水分对植物已经无效。

水分对植物的供应主要通过毛管运动向根系表面，和根糸向湿润土区运动，这两个过程都是重要的。土壤中水汽运动的发生只是对沙漠中耐干旱的植物有重要意义。

渗透势(ψ_o) 产生是因为土壤中含有大量水溶性盐水平，从而对土壤中的水分进行限制，该条件的发生低降雨量区域排水受限的土壤中发生。

土壤水的特征和状态是相当复杂的，当然，随着我们获得对它的更多认识，就会发现土壤水相应受一些简单的基本物理原则的控制，另外，研究和发现这些类似的原则和植物土壤水分吸收的控制，将在第 14 章中讨论。

思考题：

5.1．解释结构如何水分子，能负责其吸引土壤固体和有机离子．（答案：略）。

5.2 ．区别是什么粘结力和凝聚力？因为它们关系到土壤水分究竟有多少的影响水运动在土壤？

（答案：略）。

5.3 .有多高,水会走高毛细管的半径是均匀为 0.001mm .（ 答案：H=0.15／r=0.15／0.001/10==1500cm)

5.4．各代表什么力：(一) 基质势(ψ_m 米)　，(二)渗透势(ψo　) ,和(三)重力势(ψg　).［ 答案： 基质势和渗透势 基质势是粘附（或吸附作用）和毛管作用两种现象作用的结果（图 5.7）。在前一节中强调了土壤固体及其交换性离子对水（吸附）的吸引，正如水被吸附时能量的损失（湿润热）受到强调一样。这一吸引与水的表面张力一块也是说明毛管力（见 5.2 节），比起没有被吸附的纯水效应来，这两力的效应是降低土壤水的自由能。因此基质势(Ψ_m) 总是负责的。第三个对土壤水作用的主要力是重力，它有把水向下拉的倾向。因此，土壤剖面中，在给出的高度上，土壤水的自由能，高处纯水的自由能，高于低处纯水的自由能。自由能水平的这一差数就是水分流动的原因。

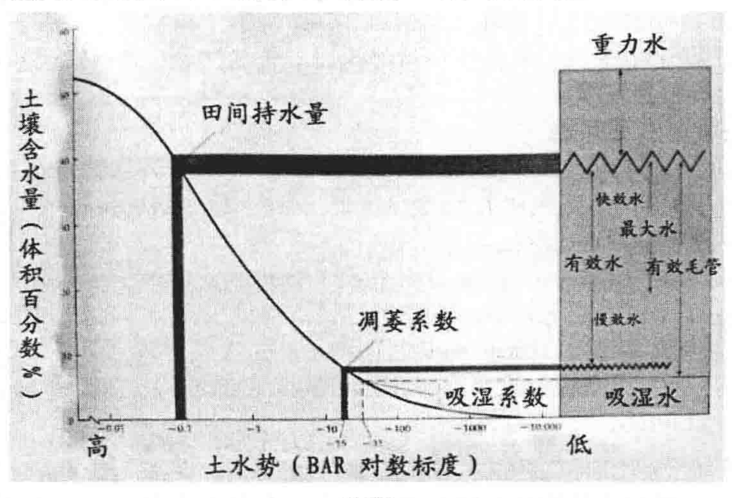
5.5．两种土壤样品具有类似质地放置在亲密接触,其中有一个水势基质势(ψ_m) -0.1bar 第二-0.001bar ,哪个可能具有较高的含水量(θ) ,在哪个方向运动,为什么？（ 答案：由-0.001bar 向-0.1bar 运动，因水由水势低处向高处运动)

5.6 ．是什么原理中子水分仪？（答案：略）。

5.7．为 什么水分运动速度水饱和土比在非饱和土快．（答案：略）。

5.8 ．为什么壤土存在沙层在下部能阻碍水分向下(向上,水在沙层下)的流动？（ 答案：：略）。

5.9．湿度百分比有两块地土壤 20 %和 30 % ，各自地．如何做比较他们的"可利用的"水分含量及其基质势水平？解释．（ 答案：30%可利水多.



高低

土水势(bar, 对数标度) 一 15bar

图 5.21 势水分曲线, 壤土, 相应不同术语去描述土壤水, 右图的波线表示像田间持水量那样的测定不很准确。随着土壤水分的变化, 势能梯度变化, 打破了土壤水分不同“形态” 的概念。同时, 像“重力水”、“有效水” 等这样的术语, 有助于土壤水分利用的定性描述。根据此图作图可知, 含水量由 30%降至 20%,土水势, 由约-10bar 降至-1bar.)

5.10. 何为最初两种现象,主要是负责供水给植物根系? (答案: 略)。

5.11. 为什么土壤吸收水分从植物中,受制于在场无机盐在土壤水分中? (答案: : 略)。

5.12 粘土田间持水量 35kg 水分/100g 土壤可以提供较少水分对植物,比相同深度壤土田间持水量为 25kg 水/100g 土。为什么?
(答案: 略)。

第六章土壤空气和土壤温度

正如第一章和第四章指出的, 一个典型的矿质土壤的表土, 大慨其总体积的一半是固体物质占据着, 其余是非固体部分或孔隙被水和气体所占据。第五章着重于土壤液相, 但也不断强调土壤空气和土壤水的关系, 即其中一个未变, 另一个不变。现在我们的焦点在土壤空气和土壤温度这两个重要的物理特性, 在很大程度上受土壤水的影响。

6.1 土壤空气特点 土壤空气是个有生命的过程, 因为很大地控制土壤空气水平的两种维持生命的气体, 那就是氧和二氧化碳, 这些气体都参于了植物根系和土壤微生物的呼吸作用, 这些呼吸作用包括有机质分解中的氧化作用, 如下有机质的分解可用糖作例子。

$C_6H_6O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2$

糖

通过光合作用该反应可逆, 二氧化碳和水被绿色植物结合形成糖, 而氧通过人类和其它动物呼吸消耗掉。

土壤空气整个系统有精确的组成, 土壤中呼吸的连续, 必须提供氧和放出 CO_2, 通过土壤空气, 在土壤和大气之间进行两种气体的交换, 一个良好的土壤空气, 这一交换是充分快速的, 防止氧气的不足和有毒气体的过多, 如碳的一氧化物, 对大多数陆地植物, 提供给植物的氧气在土壤空气中要保持在 10%以上, 依次, 碳的氧化物和其它潜在的毒性气体, 象甲烷不允许过量增多。

6.2 大田土壤通气性问题

在大田条件下,不良通气性的发生在两个条件下:(a)当水分含量过高,很少或没有空间对保持气体并或(b)当气体交换和大气,是这样低,以致不能达到优良气体不能保持。以后可能发生总有效气体空间不良不足。

水分过多第一种情况的特点是土壤积水,野外低地和泛滥地积水暂时停留。排水良好的土壤也可以发生水分过多的大雨期间和灌溉过量或质地过重。

土壤水分完全饱和,在短时间内对某些作物可能是灾难性的,有时只有几个小时就可以产生危险,这里强调人工排除粘重土壤多余水分和其它的维持良好土壤空气的措施是重要的。

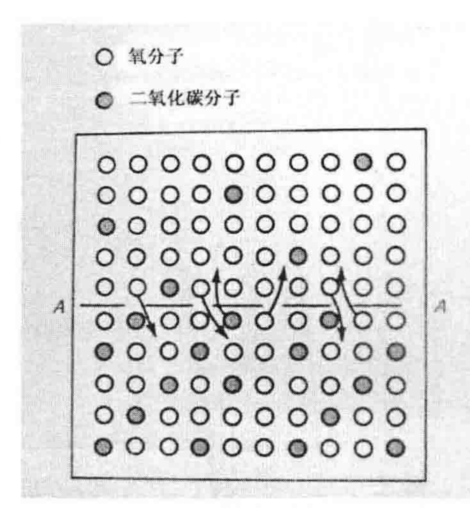


图 6.1 扩散是如何发生的。在 A—A 两边总的大气压力是相等的，可是在容器的上部氧的分压较大，所以这种气体容易向容器下部扩散，下部氧分子较少。另一方便，二氧化碳的分子由于在容器的下半部分压较高，就向相反向移动。最后当氧和二氧化碳在界面两边的分压相等时，便将平衡。

气体交换 第二个情况涉及气体交换。快速的氧气利用和相应的二氧化碳释放，这就要求土壤气体和大气进行大量的气体交换，这一交换受两种机制的促进，整体流动和扩散作用。土壤空气的整体流动显然是由于大气和土壤空气间压力差造成的，它在决定所发生的总交换量方面，扩散是不重要的。当然，土壤水分含量的影响，可以加强交换，降雨或灌溉期间，水分进入土壤，空气被排出，同样，土壤水蒸发从土壤表面散失，或被植物吸收，空气吸入土壤，整体流动向范围，大小取决于其它因素，如温度、气压和风的移动等因素。

扩散作用能使气体从一个地方到另一个地方进行广泛的运动，即使没有总的压力梯度时也如此。当然，每种气体的浓度梯度可以用各个气压力梯度来表示，因此，土一气总压力和大气总压力可以是相同的，大气中氧的浓度越高，将引起这部分气体进入土壤，二氧化碳和水汽向相反的方向运动，因为这种气体的分压，一般在土壤空气中高于大气，气体扩散的原理在图 6.1 作了说明。

6.3 土壤通气性的衡量方法

土壤通气性状况衡量方便的方法有三种(a) 土壤空气中氧和其它气体的含量,(b) 氧气扩散率,(c) 氧化还原位，我们现在逐一简述。

土壤气体氧

土壤以上大气成分接近 21%的氧,0.035%的 CO_2 ,N_2 的含量 78%之多，相比之下，土壤空气含有相同成分的 N_2，但氧的含量较低,CO_2 含量较高,O_2 的含量可稍低于 20%,上层土壤有稳定的结构，和足量的大孔隙，下层和排水不良的土壤含有的大孔隙可降至 5%或以下。

氧的含量低还可发现在积水低洼地区，甚至在排水良好的土壤，大雨后土壤空气中氧的含量明显减少，特别是植物生长迅速或大量厩肥和其它分解的有机残落物的存在(图 6.2)。很 庆幸 的 是 ,许多土壤水中含有少量的溶解氧，因为既乎所有土壤空隙中都充满了水，土壤微生物可以吸收水中的一些溶解氧进行代谢作用，少量的溶解氧很快被

耗完，当然，如果过多的水分不排除，微生物的活动将受到危害。

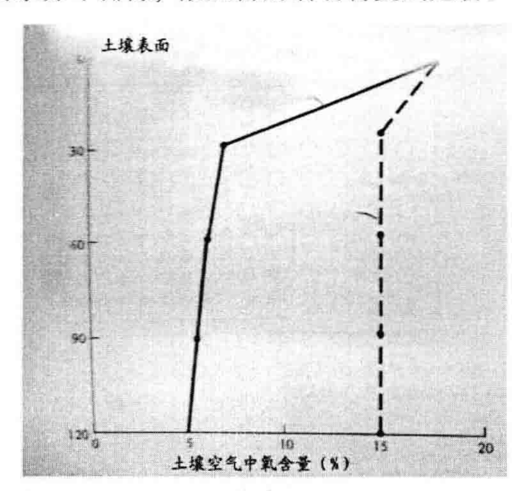


图 6.2 大雨前后土壤中土壤空气氧的含 量，其上生长的作物是棉花。降雨排了大部分土壤空气，保持的少量的氧仍然被植物根系和土壤微生所消耗，二氧化碳含量可能增加。

[引自 Patrick(1977)]。

由于土壤中 N_2 的含量相对稳定，其它两种气体成分之间一般存在反相关，土壤空气—O_2 和

CO_2,O_2 减少随着 CO_2 增加，虽然 CO_2 数量实际变差是不易变的。但这样相比地说是很有意义的。因为，当土壤空气只含有 0.30%CO_2，它的浓度就高于大气的 8 倍，当 CO_2 的含量高达 10%,这就接近上部空气的 300 倍，这样水平的 CO_2 含量，可以对植物生长过程造成危害。

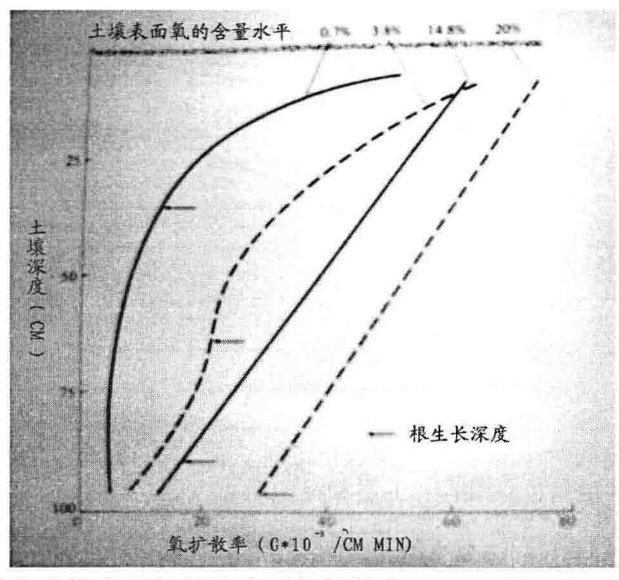


图 6.3 土壤深度与土壤表层氧的浓度对氧扩散率(ODR) 的影响。箭头表明金鱼草的穿扎深度，虽然地表氧的含量为 20%,它的扩散率在 95cm 深不到表层的一半。注意当 ODR 降至 20×10^{-8}/cm^2./min 根系停止生长。[引自 Stolzy(1961)]

氧扩散率(ODR)

或许是土壤通气状况最好的指标。如果氧气被植物根系如微生物呼吸消耗后，或降雨被水取代后，重新补给恢复的速度。从图 6.3 的图解看出,ODR 是怎样随着土层深度而减小，甚至氧水平在表层是 20%的,ODR 在 97cm(38 英寸)，只是 11cm(4.3 英寸) 的一半不到，当所用的氧的浓度更低时，则 ODR 随深度下降得更快。

某些研究者发现，氧扩散率(ODR) 对植物生长具有关键意义，例如，当 ODR 降低至 $20\times10^{-8}/cm^2/min$ 时，大多数植物的根系便会生长停止(见图 6.3)。只要 ODR 保持在 30一$40\times10^{-8}/cm^2/min$ 以上，植物的地上部可以良好生长，表 6.1 可以看到几个 ODR 的田间测定值，还附带有植物生长情况的说明。ODR 低于临界值水平，一般植物生长就很困难。

氧化作用—还原作用(氧化还原) 电位 一个土壤重要的特征与土壤空气有关，那就是土壤中化学元素的氧化—还原状态，如通气良好，呈氧化态,如以铁离子(Fe^{3+}) 和锰离子(Mn^{4+})与硝酸根(NO_3^-) 和硫酸根(SO_4^{2-}) 为主，在排水不良和通气不良的土壤，这些元素发现呈还原态，如亚铁(Fe^{2+})、亚锰(Mn^{4+})、(NH^+_4) 和硫化物(S^{2-})，这些还原态的出现，标明土壤排水不畅和通气不良。

氧化—还原作用位或氧化还原位(Eh) 是体系(包括土壤体系) 氧化和还原作用状态的指标，它是氧化还原化学体系变化趋势的测量。它常用伏和毫伏作度量单位，如 E_1 为正并高，说明氧化还原条件强，如果低或是负值，说明有还原元素的形成。

表 6.1 氧扩散率(ODR) 与不同植物状况的关系，当 ODR 降至 $40\times10^{-8}/cm^2/min$ 以下时，植物显示受害，甜菜甚至在 30 厘米深度还要求较高的 ODR,ODR 值($g\times10^{-8}/cm^2/min$)。

。 植物	土壤类型	三种土壤深度的 ODR			表现
		10cm	20cm	30cm	
花茎甘兰	壤土	53	31	38	生长很好
莴苣	粉壤土	49	26	32	生长好
蚕豆	壤土	27	27	25	植物黄化
甜菜	壤土	58	60	16	主根发育不
草梅	砂壤	36	32	34	植物黄化
棉花	粘壤	7	9	—	植物黄化
柑桔	砂壤	64	45	39	根系生长迅速

[引自 Stolzy 及 lete y(1964)]。

土壤空气中氧含量和 Eh(氧化还原电位) 呈正相关，见图6.4，在排水良好的土壤,Eh 在 0.4—0.7V，通气处在还原条件下,Eh 下降至 0.3—0.35V，空气氧正耗尽。氧化还原电位值 Eh 随一定的化学氧化反应或还原反应而发生变化，表 6.2 列出了土壤中一些重要的化学元素氧化态和还原态的形态，测定的氧化还原电位为起氧化还原反应时的近似值，注意，氧化还原成水的 Eh 水平为 0.38—0.32V，低于这个值微生物利用合成氧进行自身代谢，因此，元素还原。这些资料料说明，土壤通气性帮助判断一定化学反应的发生和土壤中所需养分的有效性和化学毒素。

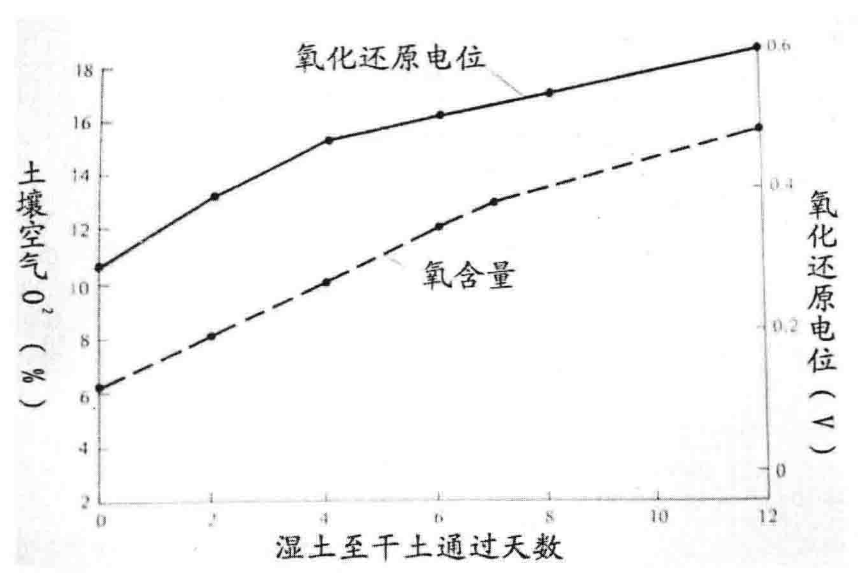


图 6.4 土壤空气中的氧含量和氧化还原电位(Eh) 的关系，测定的深度为 28cm，土壤灌溉后干燥 14 天。 注意这两个参数的一般关系。[引自 MeeK 和 Grass(1975)]。

表 6.2. 土壤中一些元素氧化态和还原态，一般形态变化的氧化还原电位(Eh)。注意，氧气耗尽的 Eh 水平为 0.38—0.32，在低电位水平下，微生物利用化合氧进行自身代谢，因而元素还原。

氧化态	还原态	形态发生变化时的 Eh
O_2	H_2O	0.38 至 0.32
NO_3^-	N_2	0.28 至 0.22
Mn^{4+}	Mn^{2+}	0.28 至 0.22
Fe^{3+}	Fe^{2+}	0.18 至 0.15
SO_4^{2-}	S^{2-}	–012 至–0.18
CO_2	CH_4	–0.2 至–0.28

[引自 Patrick 和 Reddy(1978)]。

其它气体

土壤空气通常是较高的水汽比大气，是本来饱和的，除了在非常接近土表的地方，这一事实早已强调在关于水分运动中。而且，在水涝条件下，水汽浓度，还有甲烷和硫化氢气体的形成在有机质分解中，是显著的高在土壤空气中。

6.4 影响土壤通气性的因素

排除土壤中过量的水是决定通气状况的主要因素，空气能够进入土壤孔隙，只有当水移出离开以后才行，土壤空气氧气水平恰是在水位较低时才会较多。

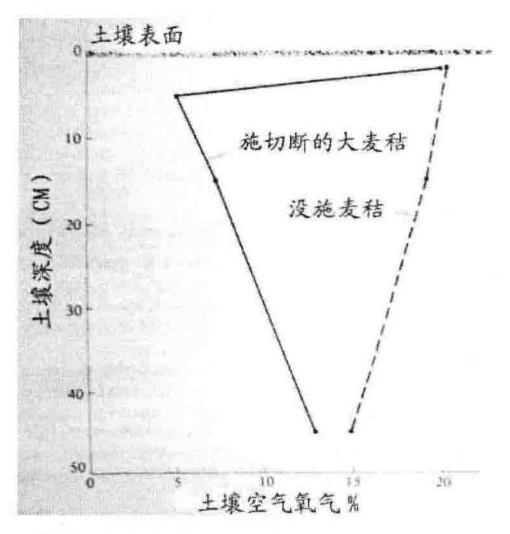


图 6.5 土壤深度和麦秸施用对季节性干旱老成土(壤土) 氧气含量的影响。10 吨切碎的大麦秸 2 个月掺入土壤上层 10cm 土层，之前进行了测定。注意氧含量在 5 和 15cm 深土壤有很大降低，因为气体被麦秸用于分解。[引自 Roynton(1982)]

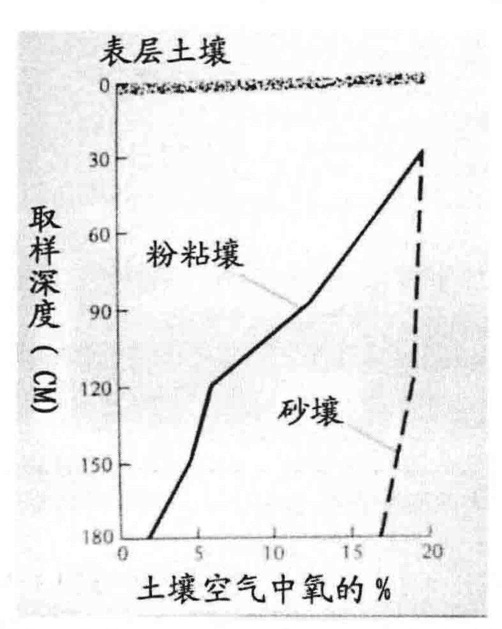


图 6.6. 五月六月间两果园平均氧含量，在砂壤土较深处根系保持正常生长和机能。[引自 Boynton(1938)

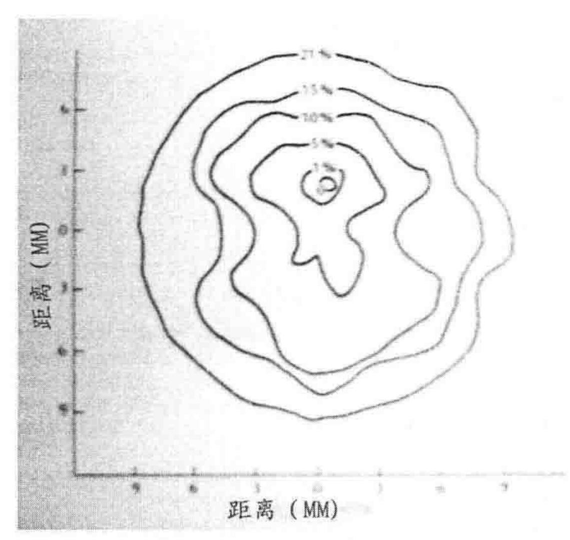


图 6.7. 该图显示土壤空气中氧含量，于湿土团中，取样为一种锈纹湿软土(细粉土)，采自爱阿华州测定用单电极，注意氧含量在接近团聚体中心为零，边缘为 21%。虽然可以发现囊的氧不足，但是整体氧含量并不低。 [引自 Setone(1985)]

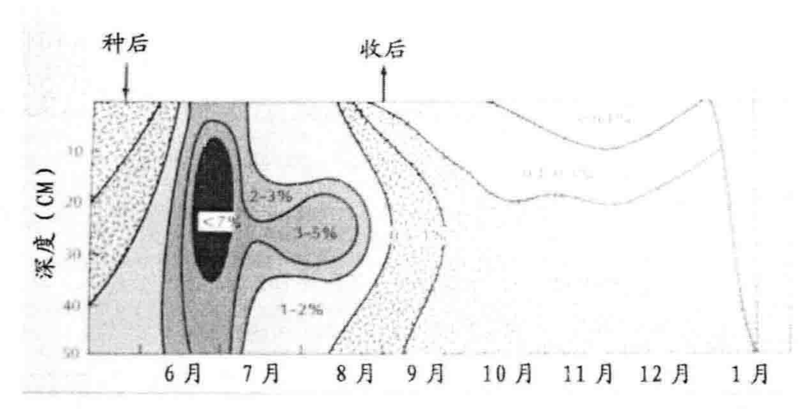


图 6.8.图显示玉未季后不同深变二氧化碳水平，土壤为干软土性淡色潮始成土。注意，二氧化碳含量 6 月末超过 7%。[引自 Buganovsky 和 Wagner(1983)]。

影响排水后土壤通气性的一个重要因素决定于土壤大气隙体积，大孔隙的数量明显地影响总孔隙的气体交换和生物化学反应。土壤结构、容重、团聚体的稳定性和有机质含量是其中的属性。这些往往决定了大孔隙的含量，进而决定土壤通气性。

氧和二氧化碳这两者的浓度明显地影响着微生物对弋有机残落物的分解，大量的厩肥、 作物残落物、污泥的混合，可以大大改变空气组成(图 6.5)。高等植物根系呼吸和土壤生物在根的周围也有重要作用。

心土与表土的对比 心土往往很缺乏氧气比表土层，总孔隙度和孔隙的平均大小一般在深层土壤低得多。在果园测定的几种土壤在不同深度的通气状况，和两种供试土壤在 5 月及 6 月的平均含氧量如图 6.6 图解，土水势似乎在粘土中为高，这与低氧高二氧化碳含量有关。二氧化碳百分数在细质地土壤底层据记载高达 14.6%。

土壤的不均匀性 一定的土壤在不同的组成通气性变化很大，因此，通气性不良的区和囊可从发现在那些排水良好和通气良好的土壤中，通气不良的组成也可以发现在重质和

卧土中或出现在结构中细孔隙限制气体交换的地方(图 6.7)，对于这些原因，氧化反应可以在还原条件的地方几厘米范围内，这些土壤通气的均性应该引起重视。

季节的差别 众所周知，土壤空气的成分有明显的季节变化。在湿润温带区域的春季，恰是土壤湿冷的时候，失去容易气体交换的良机，气体交换差。夏天月分，土壤正是干燥的时候，气体交换的机遇增加，一般的结果是氧相对高，二氧化碳就低。这一原则也可发现例外，夏天的高温可以促进微生物释放二氧化碳，该土壤如果含有易分解的有机质，土壤就会含有较高的二氧化碳水平在夏天比冬季(图 6.8)，土壤空气组成对土壤湿度和土壤温度的依赖是有重大意义的。

6.5. 土壤通气性的影响

对土壤反应和土壤性质的影响 土壤通气性对许多土壤反应仍至土壤性质有影响，这些显著的性质又和微生物分解有机残落物有联系，通气不良会明显地降低腐解速度，如有机质含量相对过高，对于排水不良的土壤来说，特别对诏泽地区。

有机质分解的属性和速度取决于土壤中氧气的含量，哪儿有氧气，哪儿有好气性微生物的活动，氧化反应过程如下，以糠为例的有机组成。

$C_6H_{12}O_6+6O_26CO_2+6H_2O$

糖

当氧气缺乏，嫌气性微生物占优势，会大大降低腐解速度，反应如下：

$C_6H_{12}O_6 \rightarrow 3CO_2+3CH_4$

糖　　　　　　甲烷

通气性不良的土壤，是甲烷的重要来源，污染大气，常期来说，也有对全球变暖的影响。

分解得不完全， 我们认为就会产生两种优势数量的有机酸和乙烯(C_2H_4)， 每种都能毒害高等植物,很明显，氧气的存在和缺乏，完全可以改变腐解过程的性质和速率，并能影响植物生长。

表 6.3 几种重要元素的氧化态和还原态

元素	氧化性土壤的正常形态	渍水中土壤中产生的还原态七
碳	CO_2	CH_4
氮	NO_3^-	N_2、NH_4^+
硫	SO_4^-	H_2S、S^{2-}
铁	Fe^{3+}(氧化铁)	Fe^{2+}(氧化亚铁)
锰	Mn^{4+}(氧化锰)	Mn^{2+}(氧化亚锰)

无机元素的氧化还原过程 土壤中氧含量水平很大程度上决定着一些无机元素的形态，从表 6.3 可以看出，氮和硫的氧化态很易被高等植物利用。一般来说，其它元素的氧化态也很适合湿润区酸性土壤普通作物生长的要求，这是因为铁和锰的还原态在湿润和酸性土壤中有时会造成　　　　　在平原区，通常认为相反，元素还原态，如铁和锰受欢迎，在中性至碱性土壤，在干旱区，氧化态铁和锰是非活性极难溶，结果造成这些元素的不足，这一差别说明了通气性与土壤酸性或碱性(指标用

PH)，对提供植物有效养分的相互作用。

除了化学方面的差别外，土壤颜色明显地受铁、锰氧化态的影响,红、黄、红棕色是良好的氧化态促成。如果氧含量不足，则以暗的灰、兰色占优势，这些实际情况在判断是否需要排水的野外判断方法很有用途。排水不彻底的土壤，通常显示出交错的氧化和还原物质的斑纹。杂色斑纹表明是通气良好与通气不良交替区域的状态，这一状态不利于植物的正常生长。

对高等植物活性的影响 高等植物至少在三个方面受到通气不良的危害(a) 植物生长特别是根生长受阻。(b) 养分和水分的吸收减弱。(c) 通气不良能促进某些对高等植物有毒的化合物的生成。

表 6.4 不同作物在高水位和与之伴随的通气性限制条件下生长能力比较。白三叶草在水位接近表层生长良好，但小麦和其它禾谷生长良好水位要在 100cm 地表以下。

植 物 忍 耐 稳 定 水 位 各 深 度

15—30cm 40—60cm 75—90cm 100+cm

白三叶草 苜蓿 玉米 小麦

鸭茅草 土豆 豌豆 大麦

羊茅 高粱 番茄 燕麦

豌 豆

芥菜 粟 菜豆

卷心菜 蚕豆

荚菜豆 糖甜菜

油菜

植物生长 不同的植物种类，在土壤孔隙度低的土壤中生长的能力差异很大(表 6.4)，例如，小麦和大麦最好生长要求很高的孔隙度，白三叶草可以生长在孔隙度很低的 土壤，而水稻淹在水里还能正常生长，并且，同一种植物在幼苗期与生长盛期对低孔隙度的忍耐力也不一样。红松在早期发育阶段与同一地点后期发育阶段中生长不良甚至死亡的期间，对限制性排水的忍耐力也不相同。

尽管植物对土壤空气孔隙度的限制有很大的差异，土壤物理学家一般认为，如果土壤孔隙度降至 10—12%以下，大多数作物可能受到危害。

养分和水 氧气不足，大家知道，植物吸收养分和水分就会减少，这就是在低氧条件下，根系呼吸受到制约的原因。令人奇怪的是，当土壤中水供应过多，反而会使植物的吸收量下降。通气性对棉花养分吸收的影响见表 6.5 的数字，这不奇怪，植物生长在排水不良的土壤可以看出，虽然土壤有效养分的供给很正常，也可以看到养分不足的病症。

土壤紧实度与通气性 土壤 紧实度的一切不良影响，不一定是通气不良的影响，即使土壤中有效氧气供应充足，但由于土层变得很紧实，也会阻碍根系正常生长，例如，一些紧实的土层使棉花生长不良，甚原因更多地是由于阻碍了根系的扎根，而其次才是低的有效氧含量。

表 6.5 地下水位对土壤空气含氧量的影响，土壤为典型干热冲积(新成土. 粉粘土),棉田产量和植物吸收 N、P、K

23cm 深度氧含量，随地下水位从 90cm 上升至 30cm，和棉花产量以及吸收养分量的降低之间的关系。

水位(cm)	氧含量在 23cm(%)	棉产(g)	植物吸收养分(mg)		
			N	P	K
30	1.6	57	724	85	1091
60	8.3	108	1414	120	2069
90	13.2	157	2292	156	3174

[[引自 Meek (1980)。

6.6. 通气性与土壤及作物管理的关系

如果得到土壤通气的环境，地面排水和地下排水二者都是必须的，如果需要供应足够的氧气，则必\排除过多的水分，地表径流及暗管排水在这方面的重要性将在 14.15 节和 14.16 节讨论。

保持稳定的土壤结构，是增力加通气性的重要方法，稳定的团聚体通常在很大程度上，促进了大孔隙的形成。雨后能很快地排除水分，所以随着大气中的空气跟着进入土壤，通过施用厩肥和有机残落物与种植豆科作物来保持有机质，可能是促进团聚性最有效的措施，从而促进良好的排水和重好的通气性。

排水不良，土壤质地过重，当然，没有一定的土壤耕作方法，保持最佳的通气性是不可能的。除了消灭杂草外，粘重质地耕作还有第二个极其重要的作用，即有助于土壤通气性。因此，免耕或最少耕作法的实践，对排水良好的土壤是相当满意的，但对排水不良的土壤要禁用，成行大田作物，特别是那些大主根作物如甜菜和包心菜，常因多次轻中耕而产量增加，这样的中耕不会损伤须根。无疑，一部分产量的增加，是由于土壤通气性的关系。

作物的土宜 除了直接控制土壤通气性加强外，选择低氧消耗的作物也很重要，苜蓿、水果树与林木和其它一些深根性作物，要求土壤深厚，通气良好。甚至在较低的土层对缺氧也十分敏感。与其相反，禾本科牧草，杂三叶草和三叶草等浅根性植物在土壤特别是心土通气不良的情况下，生长得也很好。水稻作物甚至在地表存水的土壤也能旺盛生长。那些在通气问题突出的地方对决定种植什么作物，如何对它们进行管理等方面都具有意义。

水分对土壤通气性的决定性影响一般是明了的，控制水分至少意味着部分地控制通气性。这也意味着部分地控制通气性。这也引出经常被水分所影响的第二个重要的物理性质—土壤温度。

6.7 土壤温度

土壤温度对土壤中发生的物理的、生物的和化学的过程有很大的影响。在冷土中化学

的和生物的速率是缓慢的，生物分解作用接近停止。因此，限制了氮、磷、硫和钙的有效率，而且，高等植物对养分离子的吸收和运转受低温不利影响。

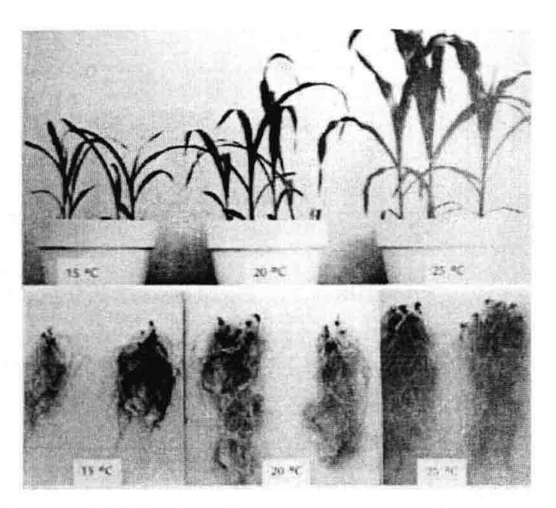


图 6.9. 土壤温度对玉米早期棵与根生长的影响，当时空气温度最适于植物生长，很明显玉米对土壤温差特别敏感。

植物生长过程 植物生长最好的土壤温度差别很广泛，不同的植物生长过程的适宜温度就不同，例如，玉米发芽的土壤温度最少 7—10⁰C(45—50⁰F)，最适温度在 25⁰C(图 6.9)；马铃薯的块茎发育得最好的温度在 16—21⁰C(60—70⁰F)；小麦生长最适宜温度为 24⁰C，苹果和犁最适生长保持土温在 18⁰C；柑桔相比之下为 25⁰C。

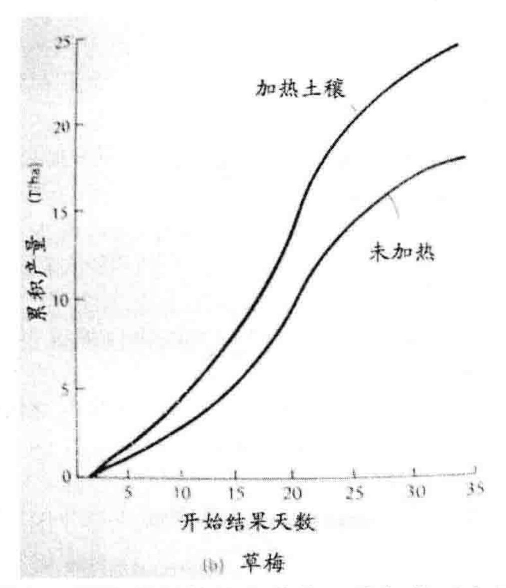


图6.10 俄勒岗卅甘兰和草梅土壤加热对产量影响试验，加热电缆埋深92cm、0—100cm土层平均增加温度 10⁰C，但是上部 10cm 温度只有 3⁰C。[引自 Rybost(1975)]。

在寒冷地区，一些蔬菜和水果的产量随土壤温度增加而增加(图 6.10)，一些花和观赏植物受土壤温度的影响还更大，例如， 虽然 郁金香球茎"冷冻" 发育花蕾在近秋，但花发

育到被隐藏在土壤变暖的第二个春天，在暖和地区，根生长接近地面的要采用遮荫土壤而促生，而有的蔬菜还要利用覆盖物。

微生物过程 一些微生物过程也明显地受土壤温度变化的影响，例如，微生物氧化铵成硝酸根离子的发生，多易在温度 27—32^{0}C(80—90^{0}F)，土温低于 10^{0}C(50^{0}F) 是很微弱的，氮肥管理中可以利用这一事实，因此，液态氨肥在春季可以施入冷土，因为铵离子不易于氧化成硝酸根离子在土壤温度上升前，这有实际价值，因为这能保持硝酸根离子，它(在和铵离子相比) 易于从土壤中淋失，一年中，当后来温度上升，硝酸根离子开始出现，它时易被快速生长的植物很易吸收。

由于一些微生物对高的土温敏感，这对控制一些植物病害很有利，在炎热夏天的环境中，最高温度可达 35^{0}C(>95^{0}F)，上面盖上塑料布，可以提高温度达 50^{0}C 或更高，这样可以明显减少一些蔬菜和水果的真菌病害，对杂草幼苗和昆虫生长不利。这一加热过程称为土壤爆晒，这样可以控制一些贵重作物的病虫害。

冻融作用 温度直接影响植物和动物与动物的生命，冻融作用应该引起注意，间断的冻融作用使土壤团聚体遭受冰晶形成和膨胀的压力，而改变土壤的物理构造，上部土层的冻融可引起多年生牧草“拔起”，如图 6.11 的苜蓿，这一作用对排水不彻底，裸露的土壤危害极大，可以斩断苜蓿植物和一些植被如三叶草。土温变化对浅的房基和用微细物质作基础的铁路有同样的影响,春季它们表现出冰隆的作用。

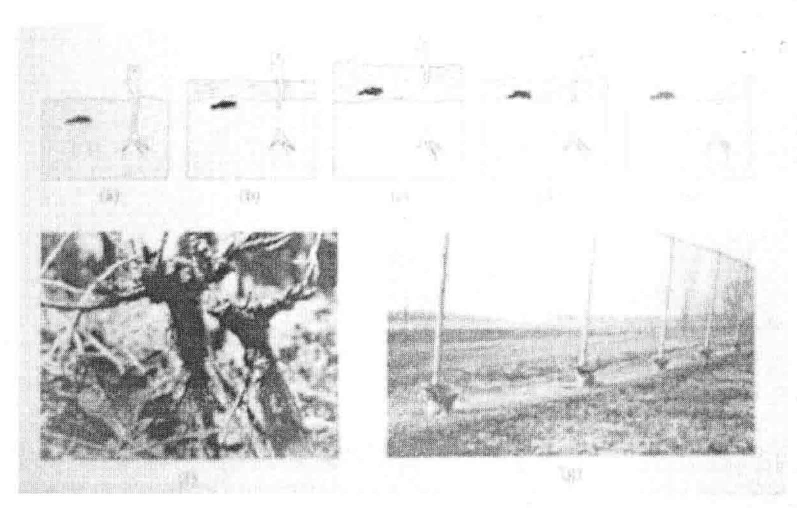


图 6.11. 图解冻融作用是如何将重的植物和石头向上移动的。(a) 土壤冻前石头和植物的位置。(b) 冻融作用开始：土壤几厘米表面薄透镜状冰形成，由冻冰时水膨胀，冰透镜膨胀土壤向上移动，岩石和植物根被拔断。(c) 最大土冻将植物和岩石进一步上推。(d) 局部融化。(e) 最后的融化，石头留在土壤表面附近，植物根暴露在外。(f) 苜蓿作物被冰冻作用从地下推出。(g) 栏栅杆桩在混凝土桩上防护“拔起苜蓿”。

野外土壤温度至少直接或间接地决定于三种因素：(a) 土壤吸收的净热量。(b) 使土壤温度产生一定的变化

所需的热能。(c) 经常在土壤表面或者接近土表发生的蒸发等变化所需的能量,现将对这方面逐一讨论。

6.8. 太阳能的吸收和损失

太阳辐射是主要的土壤热量能源，但是云和灰尘部分地拦截太阳光并吸收，散射或反射大部分光能(图 6.12)，只有约 35—40%的太阳幅射实际到达地球在多云湿润地区，在相对少云干旱地区，有 75%的太阳辐射能可以到达地面，全球平均约为 50%。

少量的太阳能到达地球实际产生土壤加温，能量主要用于土壤水分蒸发或叶面蒸腾，或辐射或反射回天空，只有约 10%被土壤吸收并用之加热土壤。然而，这些能量特别重要对土壤过程和高等植物在土壤中的生长。

但是进入土壤的能量还受其它因素的影响，颜色、坡度和植被。暗色土壤要比浅色土壤，吸收的能量多，但是这并不是说暗色土壤总是温暖一些的意思，恰恰相反，因为暗色土壤有机质含量高，而且保持着大量水分，本身要升温和蒸发。

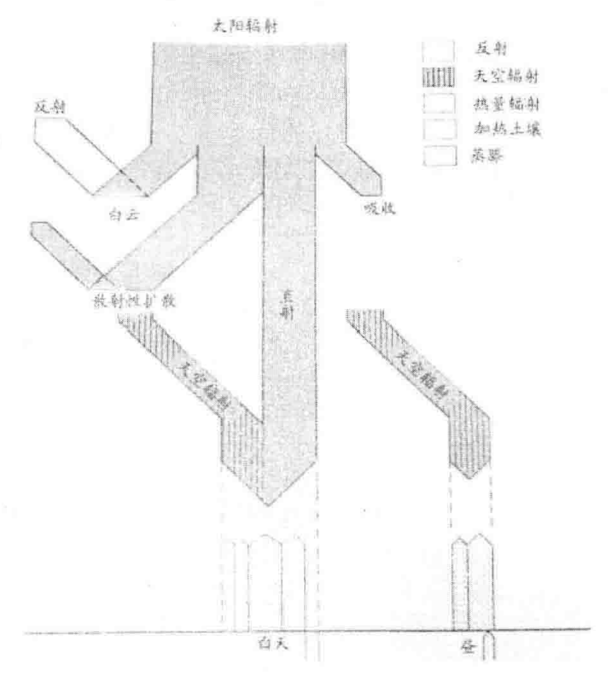


图 6.12. 温带区域春天或早夏白天和夜晚辐射平衡图解说明，大约有一半辐射达到地球，包括直接和间接从天空辐射，白天大部分辐射入地球用作蒸腾热能或反射进大气，只有少部分，或许 10%实际加热土壤，夜间土壤散热、蒸发和热量辐射。

太阳光线射入土壤的角度影响土壤温度，如果太阳光进入土壤角度是垂直的，则吸收量愈大(图 6.13) ,例如，一个 20^0C 的南坡，一个平地和一个 20^0C 的北坡，在北纬 42^0 于 6 月 21 曰按 106：100：81 的比例接受能量。

不论土壤裸露还是被植被覆盖，都是显著地影响接受绝热数量的另一因素。森林的影响一般是公认的，甚至一种普通的大田作物如早熟禾特别对温度的变动有很显著的影响，裸露的与植被覆盖的或人工覆盖的土壤相比升温较快，而降温也迅速。在冬季，裸露的不绝热的土地上霜冻穿透较大。

6.9. 土壤比热

干土较湿土易热. 这是因为水上升 1^0C 所需的能量(热容量) 远大于土壤固体升高 1^0C

所需要的能量。热容量就是单位重量增加 1^0C 所需的热量，如每克卡(cal/g)，又叫做比热。纯水的比热为 1.00cal/g，或 1000cal/kg。[4.18j 每 g(j/g)]，干土约为 0.2cal/g(0.8j/g)。

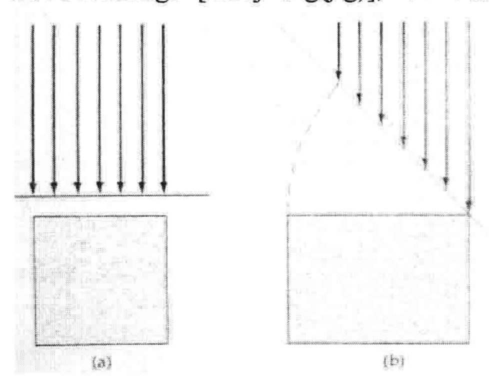


图 6.13 阳光照射到土壤的入射角所影响的土壤受热面积。(a) 如果一定量的辐射能成直角，从太阳辐射到土壤上，辐射能集中在较小的面积上，而土壤升温十分迅速。(b). 如果同样数量的辐射能以 45^0 角射到土壤上，受影响的面积只占 40%,所以辐射不集中，土壤升温慢，这就是为什么北坡土壤冷于南坡的原因，也是冬季土壤比夏季土壤冷的原因。

比热是重要的土壤性质，它很大地控制着春天土壤上升的温度，例如有两种土壤*，比较它们的性质，干土含水 10kg 水/100kg，湿土含水 30kg 水/100kg，干土比热为 273cal/kg，湿土 385cal/kg。因此，湿土温度上升要比干土慢得多，进一步讲，如果湿土排水不畅，水一定蒸发，蒸发过程还要消耗大量热量，这在下节将遇到。

*这些数字很容易得到证明。例如，可以认为土壤含水量为 30kg 水/100kg 的干土，或 0.3kg 水/kg 干土,0.3kg 水温度上升 1^0C 所需的卡数为：0.3kg×1000cal/kg＝300cal。对于 1kg 土壤固体物质相应数字为：1kg×200cal/kg＝200cal，因此，总量 500cal 是 1.3kg 湿土温度提高 1^0C 所需的热能，由于比热 1kg 温度提高 1^0C 要求多少卡热量？它就是：500÷1.3=385cal/kg。

6.10. 汽化热

水分从土壤表面蒸发要求相当大的热量，每 kg 水汽化需 540 千卡(kcal) 或 2.257 焦尔。这一能量应该由光辐射或由周围土壤来提供。另一方面，蒸发的势能能冷却土壤，如 100g 干燥土壤含水量，通过蒸发从 25g 减少至 24g，如果这些水分蒸发的能量来自湿土，土壤要降低 12^0C，因为这一数据是假定，土壤水分汽化作用的能量实际只有一部分来自土壤本身，它表明了蒸发的巨大冷却作用。

湿土低温一部分是由于蒸发作用，一部分是由于比热大，湿土上部几厘米温度通常低 3—6^0C(6—12^0F) 比润土和干土，春季这是一个很重要的因素，相差几度就会造成种子发芽与不发芽的差异，湿冷的土壤通常是育苗失败的原因。

6.11 土壤中热的运动

正象 6.8 节所讨论的，一些光辐射到达地球后，慢慢地进入土壤剖面中，大量地是通过传导，这是一些空隙，通过孔隙，热量沿着铁管从一个地方移动到另一个地方，土壤中热量传导的速率受各种因素的影响，最重要的是土层水分含量，热量通过土壤向水运动，容易 150 倍于从土壤向空气运动。如果土壤中水分含量增加，空气量减少，则热量传导阻力

必然降低。当有足够的水分去联系大部分土壤颗粒时，更多的增加水分则对热传导的影响很少。显然，在这里土壤水分又起着重要作用。

就野外温度而言，传导的意义是不难了解的。它提供了调节温度的手段，但是，由于热的传导缓慢，心土的变化往往落后于表土所受到的变化，并且心土里所发生的变化总是较少。在温带区域，通常可以料到，在夏季表土比心土，特别是心土之下较低的层次要热一些，在冬季较冷一些。说到土壤温度还受降雨和灌溉的影响，例如，在温带区，春雨能将一定量的土壤表面的热量随水移动到土壤中去。相反，夏天降雨冷却土壤，所以可将冷气带入土壤，当然实际上，春雨增加的水量可以通过蒸发逸出，所以常常是低温的问题突出。

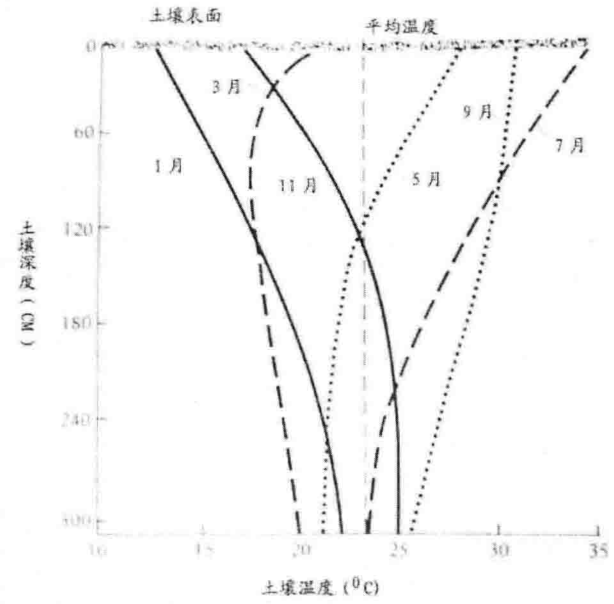


图 6.14 得克萨斯州学院试验站(1951—1955) 不同深度土壤丨年 12 个月份中的 6 个月月平均温度。注意，在较深的地方土壤变化慢。

[引自 Fluker(1958)]。

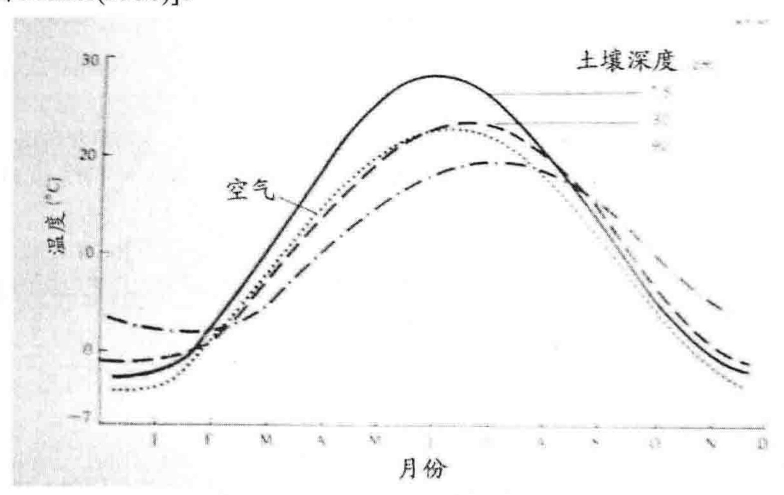


图 6.15 内布拉斯加州林肯的空气及土壤的月平均温度(`12 年)。注意 7.5cm 土层湿度总比上面的空气高，而 90cm 土壤层在春．夏季比表层凉一些，但在秋冬总比表土层温暖。

6.12 有关土壤温度的资料

不论何时，土壤温度决定于所吸收的能量和所损失的能量的比率。在这方面不断的变化反映在季温、月温和日温中，从得克萨斯卅学院实验站附带的资料(图 6.14 和图 6.15) 和内布拉斯加卅林肯相应不同土壤深度 平均季、月温度，为湿润温带区域。

从这些数据看出，季、月土壤温度的变化是明显的，甚至在底层。表层在不同程度上随空气温度的变化而发生相应的变化，虽然该层全年一般较空气温暖。

心土层土壤季节温度的增加与减少比表土层和空气变化慢，根据 3 月份学院实验站深度数字看出，土壤表层温度开始温暖是在春季 3 月份，这一温暖的温度对底土层好象直到寒冷的冬季。

底土层的温度变化比空气和表土层慢，虽然在 300cm 深度也有温度变化，底土层一般比表土层在秋冬暖和，在春夏冷凉。这可以用由于底土层不直接受太阳辐射的作用来解释。

心底土层温度变化小，不但从农业的观点是一种优点，而且在其它方面也很好。因为深土层在冬季月份不易受冻，因此能预防多年生物作物和树木根系不受冻。同样，冰冻作用对房屋(图 6.11) 和道路有影响，如果房屋和道路以冰冻心土层作的话。

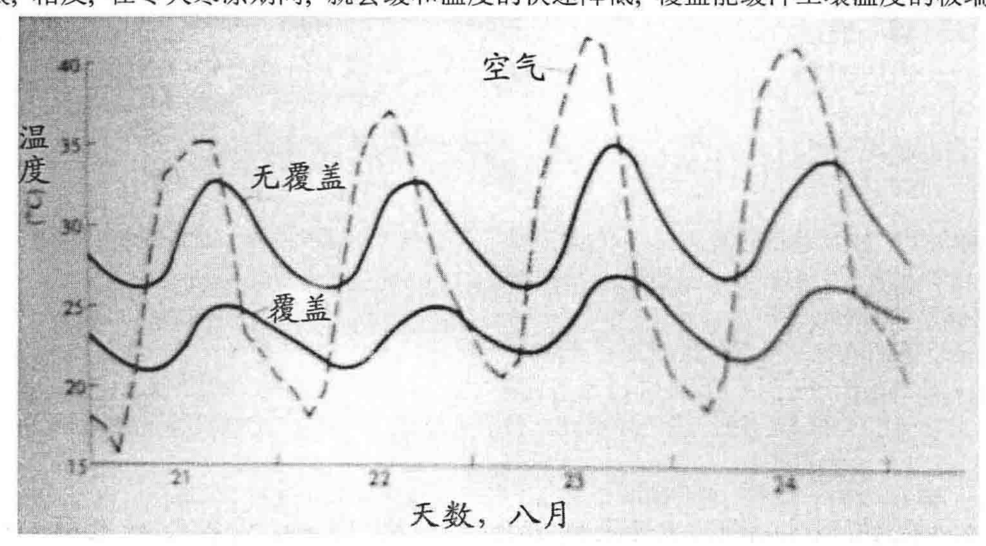
心底土层温度变化慢对用所说的热力泵调节房屋温度有实际意义，在大田围绕的房屋，将循环水管置在心底土层，利用心底土层夏天比大气冷，冬天比大气暖的优点这一规律，可以减少房屋的温度的极端化。

月变化 晴朗的天空，在温带区域，从早晨空气温度最低开始上升，到两点温度达到最高，当然，土壤温度不能达到最大，直到之后的下午才能达到最高，随看深度的增加延迟的时间更长，而温度变化也重小，更低的心土层表现很小的日或周变化。已着重说过,月或季变化也较缓慢。

6.13 土壤温度的控制

人们还不能从根本上控制土壤温度，但两种管理实践土壤温度的影响有很大意义，那就是保持每种植被或土壤覆盖和减少土壤水过多，这些作用有重要的生物学意义。

覆盖与耕作 土温受土壤植被并特别受有机残落物和其它类型的地面覆盖的影响，图 6.16 可以看出覆盖对土壤温度的影响，在热气候时期，保持土壤表面覆盖冷于没有覆盖的土壤，相反，在冬天寒凉期间，就会缓和温度的快速降低，覆盖能缓冲土壤温度的极端化。



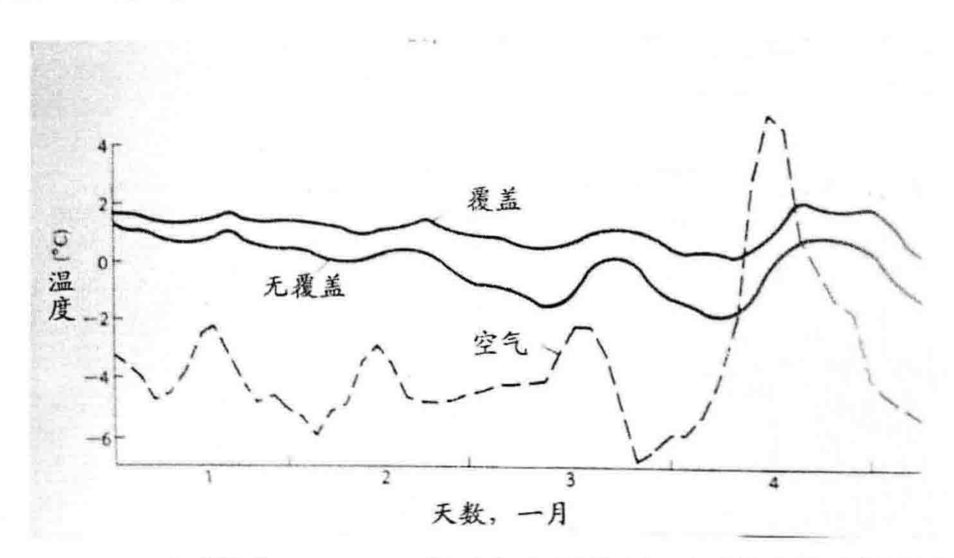


图 6.16(a) 麦秸覆盖(8T/ha)10cm 深,空气和土壤温度, 在炎热八月, 灌木林地, 得克萨斯卅。注意, 土壤温度覆盖的总是低于无覆盖。(b) 在寒冷的一月, 土壤温度覆盖的总是高于无覆盖。

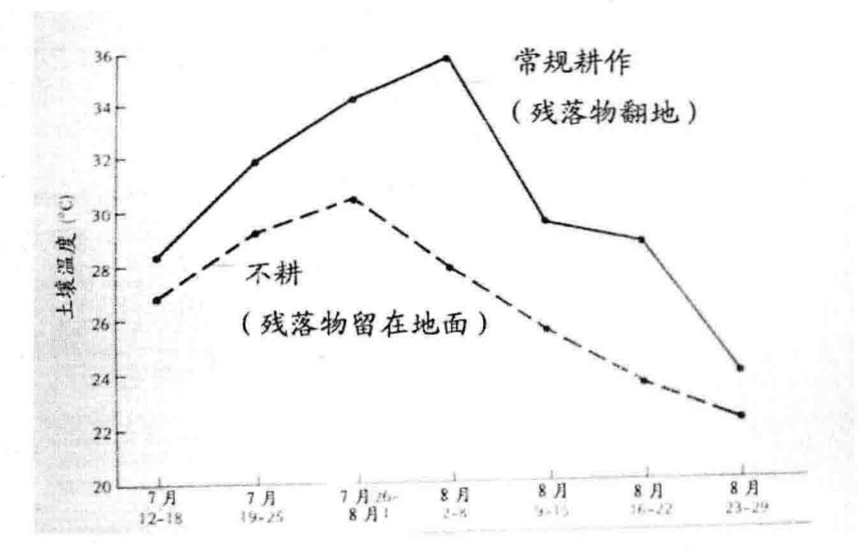


图 6.17. 作物残落物翻入地下(传统耕作) 和留在地面(不耕作) 对土壤温度的影响, 老土的簿层淋溶土(细砂土), 维吉尼亚卅西部。

[引自 Bennett(1976)]。

最近更加清楚. 利用覆盖对变化土壤温度的极端化的意义受到一定限制, 大部分是在家庭花园和花坛中运用, 虽然这一运用还不太重要, 覆盖的作用扩展到大田, 土地耕作, 采用"保护" 耕作实践, 保护耕作如果完全没有作物残落物留在土壤表面和附近, 覆盖措施还离我们很远。

地表残落物对土壤温度的影响用图 6.17 的资料来说明, 在 7、8 月间, 收后"无耕" 作物残落物留在表面, 土壤温度稳定而低, 作物残落物确实对此有影响。

一些覆盖降低土壤温度的措施, 严重负面影响玉米产量在北部大平原。因为 5 月和 6

月初生实际的玉米种子发芽苗情和产量受到抑制。培垄让水分排出垄外,种植在垄背，是改革减轻这一问题的途径。在暖温区，覆盖可保证有两个好外，一是增加上部肥土的根系，二是减少土壤表面蒸发。

水分控制 控制土壤温度运作的第二个方法是通过影响土壤水分管理，排水不良的温带，春季湿土比排水良好的土壤低 3—6^{0}C。仅仅这些水排出就可缓解低温，水分排出可尝试用设置合适的排水系统，用明沟或暗管(14.15 节和 14.16 节)，在这里不可行的是，采取改革垄田系统，因为不将水简单地排出土层，植物种子和根也可能被淹没。

像对土壤空气那样，土壤水分对土壤温度影响的控制处处都是明显的，不论是获得日照的问题，能量损失到大气的问题，还是热量来回在土壤内运动的问题，土壤水分存在的量总是重要的，水分规律似乎是稍微实际温度控制的关键。这个问题是如何在大田实施的问题。

用透明的塑料布覆盖土壤可增加土壤温度，通过日晒土壤(见 6.7 节)，土壤温度可以增加 8—10^{0}C(13—18^{0}F)，利用这一方法可以影响，根据记录可影响深度 30 厘米之多。该方法可控制病害和水分，用于蔬菜和水果生产有很大价值，特别在少雨的地方，如加利福尼亚卅和以色列国。

6.14 结论 土壤空气和土壤温度是两个重要的物理性质，它极大地影响着农业目的土壤质量，植物对氧气，和忍耐二氧化碳、甲烷和通气不良土壤中其它气体的限制有一定必要，一些微生物体，如硝化和一般用途的腐解微生物也控制着土壤氧气的低水平。

植物和微生物对不同的土壤温度相当敏感，特别是在温带气候区，这里低温是植物必需生物过程的限制，土壤温度还影响着土壤工程用途的利用，面对主要的寒凉气候，冻融作用可将一些多年生植物如苜蓿冻拔到地面，同样，可以对建筑地基、栏柱和公路造成移动。

土壤水能够提供对土壤空气和土壤温度二者的控制，这对土壤具有的孔隙产生了竟争，由于土壤水具有较高热容量和蒸发需要的高能量，因此还能阻止温度的变化，土壤水分的控制更能影响土壤通气性和土壤温度，和任何管理手段相比，土壤排水和改革耕作措施是给以温度控制的最有效手段。

思考题：

6.1 . 重施(40t/ha)农家肥 7 月对壤质土壤和耕作从表土.你想得到什么?在短期和长期对土壤通气? (答案：略)。

6.2. 描述土壤中气体交换二个主要过程，哪个是更重要在以后?(答案：略)。

6.3 描述三个方法表征土壤通气性。(答案：略)。

6.4. 假设你仔细观察土壤剖面,并找到一个混合褐色和灰色有色物质在 B 层，这是不是在告诉你这层的通气状态？什么化学物质该颜色?可能是由于. (答案：略)。

6.5.氧化还原电位土壤是 0.22v ，你期望找到它是何种形式的铁,锰,硫？解释.(答案：还原态，因为 Eh=0.38－0,32 时，氧气耗尽,表 6.2. 土壤中一些元素氧化态和还原态，一般形态变化的氧化还原电位(Eh)。注意,氧气耗尽的 Eh 水平为 0.38—0.32，在低电位水平下，微生物利用化合氧进行自身代谢，因而元素还原。

6.6. 什么是有氧和无氧有机物分解产物？ 哪种为多数庄稼最佳的条件 ?(答案：略)。

6.7 列举一些负面影响冻融土壤,并解释为什么这些效应发生. (答案：略)。

6.8.总太阳辐射的约百分之几,是由于土壤在多云潮湿区域吸收？在干旱的区域？[土壤在多云潮湿区域吸收总太阳辐射的约百分之几？在干旱的区域？] (答案：略)。

6.9.解释怎么倾斜土地和土壤颜色影响土壤温度。(答案： 略)。

6.10. 100kg 干土保持 25kg 水的湿土壤的比热是多少？(答案：因为水的比热

=1000cal / kg, 干土比热=200cal / kg, 每公斤于土含水=25kg/ 100=0.25 ,0.25 水 吸 放 热 =0.25kg.1000cal/kg=250cal, 1kg 于 土 吸 放 热 =200cal/kg,ikg=200cal, 总 量 =250+200=450cal, 比 热 =450cal/1.25=360cal / kg)

6.11.干耗由蒸发从土壤减少了耕层的水含量从18kg到15kg water/100kg干土,如果耕层水量，的四分之一从耕层蒸发,降温近多少？(答案:18kg-15kg/100kg=3kg / 100Kg, 1000cal. 3kg / 100kg=30cal / kg. 30cal / kg. 耕层土重. 1/4=30cal. 2. 2000000. 1 / 4=16500000cal).

6.12. 保护性耕种有许多好处，但被发现减少玉米出产量在排水不良土壤在美国的北部, 解释为什么在土壤温度不同地区可能造成这一减少。(答案: 略) 。

6.13. 什么土壤温度的原则是采用热泵系统供热制冷为家园? (答案: 略) 。

第七章　土壤胶体的本质与实际意义

或许在世界上再也没有像土壤颗粒和生长的植物根系之间的离子交换这样像自然过程的光合作用和呼吸, 像植物和动物的生命活动这些阳离子和阴离子交换, 大部分发生在细的胶体部分表面, 有无机的和有机物质 — 粘粒和腐殖质。

该胶体颗粒部分非常像现代银行, 它们贮存土壤中必要的矿质元素, 象钙、钾和硫,帮助它们防止被雨水和灌溉水冲刷过多损失, 之后, 必须的离子可以从胶体“银行” 位置排出一些离子被植物根系吸收, 然后, 通过施用商业肥料、石灰、厩肥和植物残落物, 再存入或回收到胶体。

胶体颗粒、粘粒和腐殖质是土壤的大部分化学物理和生物性质的表演中心, 但这不能理解为土壤完全没有它一般细颗粒概念的属性和构造, 它们的一般性质将首先掩盖了它们的各别特性, 应引起注意。

7.1 土壤胶体的一般性质

大小　无机和有机胶体最重要的普通性质是它们非常小。它们小到了用一般的光显微镜才能看到, 只有用电子显微镜才能摄影, 大部分小于 2 微米(μm) 直径。

表面积　由于它们很小, 因此, 所有土壤胶体表面积暴露得巨大单位质量,1g 胶体粘粒的表面积大到 1000 倍于 1g 粗砂粒的表面积, 某些胶体, 特别是硅酸盐胶体还有巨大的内表面积, 这些内表面出现在组成颗粒的片状晶体单元之间并往往超过外表面, 土壤胶体的总面积幅度从 $10m^2$ / g, 指只有外表面粘粒, 到大于 $800m^2$ / g, 指有巨大的内表面粘粒,1 公顷粘土 15cm 以上, 表面积可高于 $700000km^2$ ($270000mi^2$)

表面电荷　土壤胶体表面, 外表面积、内表面积两者, 的特点带有负或正电荷, 虽然一些在酸性土壤中的胶体只有纯正电荷。一些部分电荷的存在和强度, 影响着颗粒彼此吸引和排斥方向, 因此影响物理和化学二者的性质, 这些电荷的来源, 以后再讲。

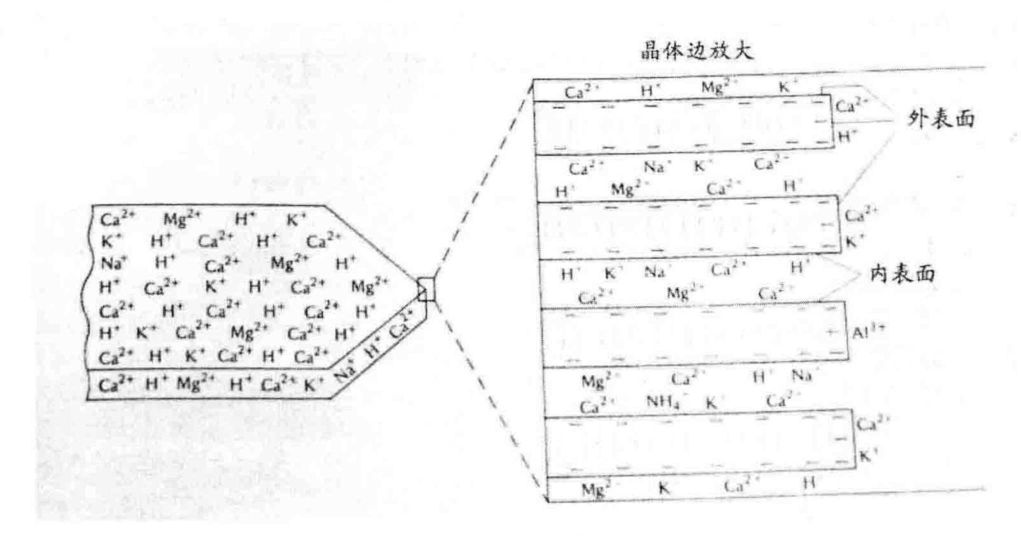


图 7.1 硅酸盐晶体(胶核) 及其片状结构, 无数的负电荷和吸附性阳离子群的图解, 晶体边的放大示意图指出此胶核负电荷的内表面上吸附着阳离子和水分子。注意每一晶体单元具有一定的矿物学结构(见图 7.4 有更详细的结构图)。

阳离子和水的吸附 土壤胶体电荷的一个重要结果是吸附正电荷离子到胶体表面。这一吸引是负电荷胶体的部分意义, 该胶体部分称为胶核(微晶), 吸附了成百上千的正电荷离子, 或称阳离子, 象 H^+、Al^{3+}、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} , 这就产生了离子双电层(图 7,1)。胶体颗粒主要是由内离子层, 即一个大量阴离子所组成, 其表面带有很强的负电荷。外离子层是由一群吸得不太紧的阳离子所组成。因此, 这些胶体颗粒有一群阳离子伴随, 并被吸持在颗粒表面。

密集于粘粒吸附表面的与阳离子层相结合的是大量的水分子,因为一些上述的阳离子都是水化的。此外, 某些硅酸盐粘粒的晶片之间也夹着许多水分子, 这些水分子的重要作用规律将决定着土壤的物理、化学二者的性质。

7.2 土壤胶体类型

土壤中有四种胶体类型：层状硅酸盐粘粒、铁铝氧化物粘粒、水铝英石和相关的无定形粘粒和腐殖质。虽然每组都有一般胶体的特征, 如同上节所讲, 每种又具有特别的特点使它具有特色和作用。

层状硅酸盐粘粒 这些粘粒是重要的性质是结晶的, 层状构造。每一颗粒是由许多层很象书页丛书构造(图 7.2), 该层主要有层状的定向的片状的硅、铝、镁片和(或) 铁原子被氢氧团包围和结合在起。这些粘粒的分子式如高岭石[($Si_2Al_2O_5(OH)_4$)], 说明了它们的化学组成。

这些胶晶的精确的化学组成和原子排列决定看它们的表面电荷和其它相关性质, 包括每种硅酸盐胶体的阳离子交换能力, 还有物理性质, 例如, 一些胶体有很强的粘结性、可塑性。

温带区的土壤中和热带区的土壤中是以硅酸盐无机胶体占优势, 每一种硅酸盐粘粒以后我们将详细讨论。

含水氧化铁和铝 这些粘土矿物通常在热带和亚热带区的强风化土壤中占优势, 在一些温带区土壤也有一定的量。在美国的东南部一般这样的红、黄壤性质在很大程度上受这

些粘粒的控制。

例如土壤中铁、铝的氧化物一般是三水铝石($Al_3O_3 .3H_2O$) 和针铁矿($Fe_2O_3.H_2O$), 这些分子式也可以写成氢氧化物的形式, 那就是三水铝石可以写成 $Al(OH)_3$ 和针铁矿可以写成 FeOOH, 为了简便, 它们都可称为铁铝氧化物粘粒。

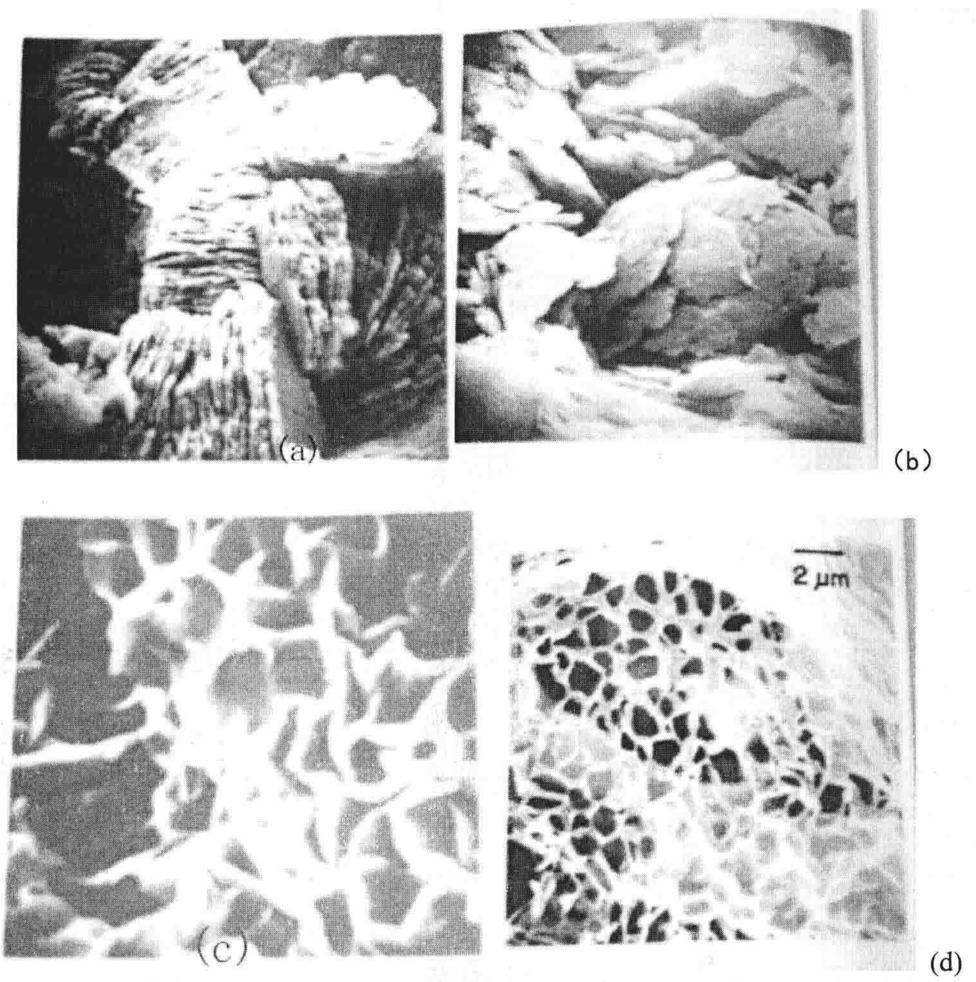


图 7.2 土壤中发现的三种硅酸盐粘粒矿物晶体和腐殖酸显微摄影(a) 伊利诺斯州的高岭石放大约 1900 倍(注意该图右上方的六方晶系)。(b) 威斯康星州的细粒云母, 放大约 17600 倍。(c) 怀俄明州蒙脱石(蒙脱石组矿物) 放大 21000 倍。(d) 乔治州的富里酸(腐殖质成分) 放大约 5000 倍。

我们对这些粘粒了解的比层状硅酸盐少, 一些有一定的晶体构造, 而另一些是无定形的, 铁铝粘粒没有层状硅酸盐那样的粘结性和可塑性。和那样高的 PH 值, 胶核带少量的负电荷, 和周围吸附了等量的正离子, 是极酸性土壤, 但一些铁铝氧化物可吸附正电荷, 也可吸附负电荷, 离子交换在 7.14 节讨论。

水铝英石和其它无定形矿物 有许多土壤中有大量的胶体物质是无定形或是有晶体构造 用 x 射射线检测无足够的次序, 因为它们缺少有序的三维晶体构造, 它们有时被称作“无序排列矿物”, 对它们的研究难于结构良好的矿物, 所以人们认为对它们了解较少, 或许最重要的形定形硅酸盐是水铝英石, 它的一般的组成大约为 $Al_2O_3.2SiO_2.H_2O$, 在火山灰

发育的土壤中最普遍，象在美国西北部发现的。水铝英石有较高的阳离子吸附量，但它也吸附阴离子(见 7.14 节)。

有机土壤胶体 腐殖质有机胶体和粘粒有一些相似之处，腐殖质不是晶形的，但是，腐殖质胶体基本上是碳、氢、氧组成的，而不象硅酸盐粘粒那样是由硅、铝、铁、氧组成的，有机胶体颗粒大小不同，但最小的也要象硅酸盐胶体颗粒那么大。腐殖质负电荷的主要来源被认为与大小和复杂性都不相同的各种胶核相联接的羟基(-OH)、羧基(-COOH) 和酲基(-　　OH) 团有关。这种关系描绘在图 7.3。

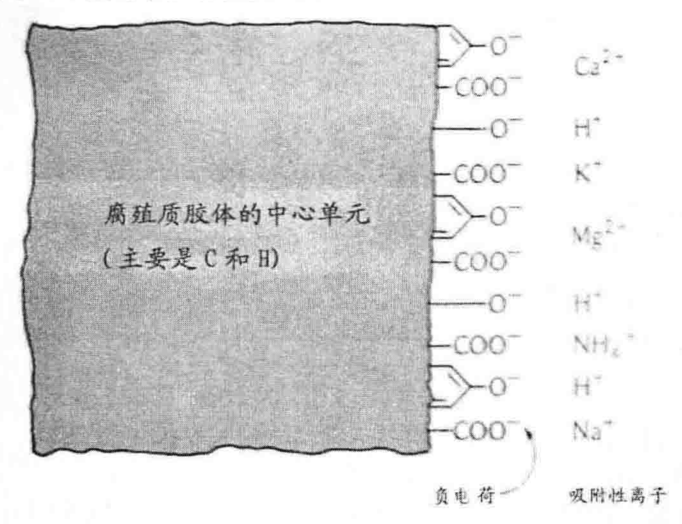


图 7.3 腐殖质胶体的阳离子吸附，酚基是被联在芳香环上；其它-OH 和羧基是被结合在胶体中心单元的碳原子上的。注意这一般示意硅酸盐胶体的吸附。

和 Fe、Al 的氧化物的情况一样，和腐殖质胶体联接的负电荷依赖于土壤的 PH 值，在强酸性条件下，负电荷不会很高，要低于一些硅酸盐粘粒。当然，随着 pH 上升，首先是羟基的氢离子解离，然后是羟基和酚基。解离将大大增加胶体上的负电荷，在中性和碱性条件下，每单位重量腐殖质的负电荷，可以大大超过硅酸盐胶体，在这样高的 PH 值的土壤，吸附的氢很快就被钙、镁和其它阳离子取代(图 7.3)。

7.3 吸附性阳离子

在湿润区，阳离子钙、铝和氢数量最大，而干旱地区，土壤钙、镁、钾和钠占优势(见表 7.1)，各区土壤胶体复合体可以举例并简便表示如下：

a Ca^{2+}
b Al^{3+}　胶核
c H^+
d M
(湿润区)

e Ca^{2+}
f Mg^{2+}　胶核
g K^+
h M
(干旱区)

M 代替其它少量“盐基型” 阳离子，吸附性(Na^+,NH^+ 等) 被土壤胶体,a 到 h 标明阳离子的顺序变化。

表 7.1 不同土纲表层主要吸附阳离子类型比例。
每个百分数是以阳离子毫克当量总数 100 为基数计算的。

土纲		H^+ 和 Al^{3+} (%)	Ca^{2+} (%)	Mg^2 (%)	$^+K^+$ (%)	Na^+ (%)
氧化土	夏威夷	85	10	3	2	痕迹
灰土	新英格兰卅	80	15	3	2	痕迹
老成土	美国东南各卅	65	25	6	3	1
淋溶土	宾夕法尼亚卅到威斯康星卅	45	35	13	5	2
变性土	阿拉巴马到得克萨斯卅	40	38	15	5	2
软土	美国中亚部各卅	30	43	18	6	3
旱成土	美国西南各卅	-	65	20	10	5

这些例子说明土壤胶体以及与它相结合的交换离子可以是大量的，也可以超简化为就是一种复合酸式盐，在一个大的阴离子(胶核)包围着若干阳离子。

阳离子优势 有两种因素决定了粘粒吸附阳离子相应不同比例，第一,土壤胶体吸持离子的松紧程度不同，它们呈当量的吸附程度次序为：Al>Ca>Mg>K═NH_4 >Na 。

第二，土壤溶液相应的阳离子浓度，决定了它的被吸附度，因此，在极酸性土壤溶液中,H^+ 和 Al^{3+} 浓度高,以吸附这些离子占优势，相反，在中性和略大于中性土壤溶液中 H^+ 和 Al^{3+} 浓度极低，这些离子的吸附极少，在中性和碱性土壤,Ca^{2+}、Mg^{2+} 占优势，在一些排水不良的干旱区，钠盐大量积累，吸附钠占优势，不同土壤吸附阳离子比例类型见表 7.1。

阳离子交换 如同第一章所指出的，土壤胶体吸附的阳离子和土壤溶液中保持的阳离子发生交换，例如，土壤胶体表面保持的钙离子与土壤溶液中的氢离子进行交换

胶核	Ca^{2+} + $2H^+$	↔	胶核	H^+ H^+ $+Ca^{2+}$
(胶体)	(土壤溶液)		(胶体)	(土壤溶液)

土壤胶体是离子交换反应的焦点，这一反应深刻地影响着土壤一植物关系，这将要进一步详细讨论在土壤胶体类型和特点中讨论(见 7.10 节)

7.4 层状硅酸盐粘粒构造原理

现在土壤胶体的一般特性和它们吸附的阳离子已经理解，现在我们更详细讨论硅酸盐

粘粒。用 x 一光电子显微镜和其他的技术检测发 现，硅酸盐粘粒是晶体，并且每一颗粒由各个层或片组成(图 7.1)，这些层的矿物学组成变化从一种粘粒到另一种，并明显地影响矿物的性质，在认识各别硅酸盐矿物之前，对硅酸盐粘粒结构的原理我们应该给以关注。

硅氧四面体片和铝镁氧八面体片　我们知道最重要的硅酸盐粘粒是叶片状硅酸盐(叶片晶粒)，由于它们为叶状或片状构造，从图 7.4 可以看出，它们由两种层片组成，一个硅为中心片，另一个是铝/镁为中心片。

基本构建体即硅为中心片，是组成一个单位，由一个硅原子和围绕四个氧原子组成，称作硅氧四面体，因为它有四个面(图 7.4)，体间排列了若干硅氧四面体，中间由氧相联接成层状硅氧四面体片。

第二个类型的片是以铝或镁原子为关键阳离子，铝(或镁) 离子周围围绕 6 个氧原子或氢氧根形成八面建成一体称作八面体(图 7.4)，若干个八面水平地联接在一起组成八面体片，以铝为中心的片称作双八面体片，而以镁为中心的叫做三八面体片，区别是由于在二八面体片中两个铝离子来满足来自周围氧和氢氧根负电荷，在三八面体片中有三个镁离子来满足来自周围的氧和氢氧根的负电荷，以后我们将会看到，若干片间同时在一个地方出现两个阳离子。

四面体和八面体是硅酸盐粘粒的结构单元，它们依次在晶体中一齐均分不同层的氧原子，这种特殊的属性和片的结合，这些片结合的变化使粘粒由一种变成另一种。并且大大地控制了每种粘粒的物理化学性质。片和层间的关系见图 7.4，这是非常重要的，务必理解。

同晶替代　结构的排列恰恰描绘了元素组成硅酸盐粘粒的简单关系，当然，在自然界，还有更多复杂的形式产生，广泛变异的岩石、矿物的风化，允许和硅、铝、镁大小相似的离子分别进入四面体和八面体。

普通粘粒的一些离子半径列入表 7.2，以说明这一问题，注意铝仅仅略大于硅，因此铝可以进入四面体原子所在中心，某些粘粒就属于这种情况。某些硅酸盐形成时，就是通过铝替代部分硅原子的所谓同晶替代作用。

同晶替代还可以发生在八面体片，从表 7.2 可以看出，铁、锌与铝和镁进入八面体的中心。四面体或八面体中的同晶替代能够改变一些层状硅酸盐的特性。

表 7.2 硅酸盐粘粒构造的四面体和八面体中常见元素的离子半经。注意铝在四面体和八面体中可存在。

离子	半径(nm)	存在于
Si^{4+}	0.04	硅氧四面体（Si^{4+}、Al^{3+}、Fe^{3+}）
Al^{3+}	0.051	硅氧四面体；铝氧八面体（Al^{3+} 至 Na^{+}）
Fe^{3+}	0.064	硅氧四面体；铝氧八面体
Mg^{2+}	0.066	铝氧八面体；交换位（Mg^{2+} 至 K^{+}）
Zn^{2+}	0.074	铝氧八面体；交换位
Fe^{2+}	0.070	铝氧八面体；交换位
Na^{+}	0.097	铝氧八面体；交换位
Ca^{2+}	0.099	交换位
K^{+}	0.133	交换位
O^{2-}	0.140	两片
OH^{-}	0.155	两片

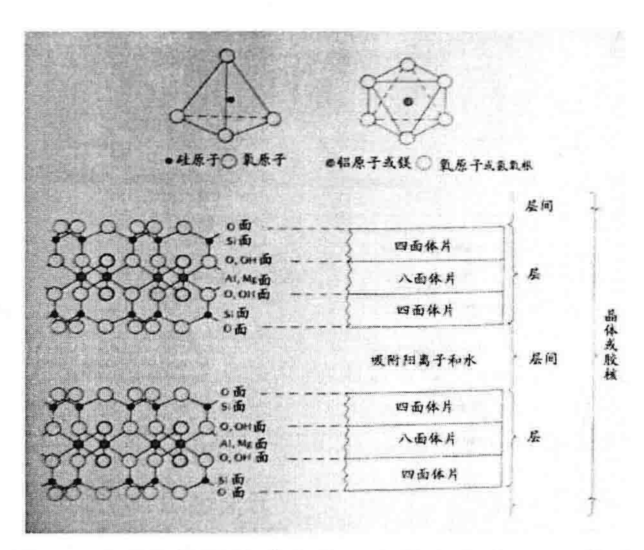


图 7.4 硅酸盐粘粒的基本分子和构造成分。(a) 单个四面体，由四个面，一个硅原子被四个氧原子包围。(b) 在粘粒晶体有成千个四面体和八面体建成一体，由硅氧层片和铝(镁)氧层片联接在一齐，片间是氧原子面和氢氧根(多环) 原子面，硅面和氧面与氢氧根面构成

了四面体片，同样，铝/镁面和氧/氢氧根面组成了八面体片。一些硅酸盐粘粒被层间隔开，在层间发现有水和吸附性阳离子，一个晶体或胶核(微核) 发现有多层。

电荷的来源 同晶替代是非常重要的，因为它是硅酸盐粘粒正负电荷的主要来源，例如，在四面体中铝替代硅，就剩下一个负电荷，同样. 在三八面体中铝替代镁，就会多出一个正电荷。这样对正电荷和负电荷之间平衡来说，和粘粒核联接净电荷是平衡的，多数情况下，是负电荷占优势，这在以后我们将要进行更详细讨论(见 7.8 节)。

7.5 硅酸盐粘粒的矿物学组成

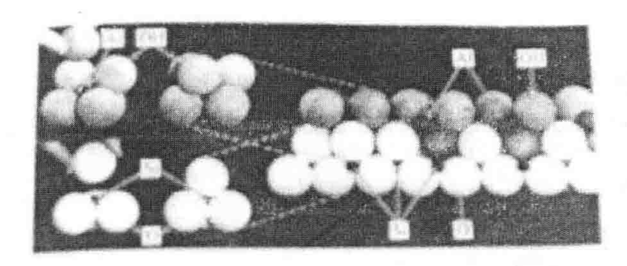
根据晶体内所含硅氧四面体和铝氧八面体的数目和排列，硅酸盐粘粒可分为三种不同类型,(a)l：1 型矿物，一个(硅) 四面体和一个(铝) 八面体,(b)2：1 型矿物，两个(硅) 四面体和一个(铝) 八面体,(c)2：1：1 型矿物，为结合图解，现按每种型的数字组合名讨论。

1 :1 型矿物　1：1 型层状矿物是由一层四面体(硅氧) 片和一层八面体(铝氧) 片组成，因此，称作 1：1 型晶格(图 7.5)，在土壤中，这一类的典型代表是高岭石，此外还有埃洛石，珍珠陶土和迪恺石。

一层中四面体片和八面体片的高岭石晶体是由氧原子紧紧把硅和铝离子联接起来，各自成片，然后，在由氢原子系在一齐成层，因此晶格是固定的，当粘粒湿润时，晶体单元之间并不发生膨胀。阳离子和水分子不能进入胶核的结构单元空间。高岭石的有效表面因而仅局限在外表面。而且在这些矿物中，只有少量的同晶替代作用，表面积低，同晶替代少是高岭石对阳离子吸收量低的原因。

高岭石通常是具有清淅六角形晶体(图 7.2) 和其它颗粒比较，它们的大小较大，变化幅度从 0.10 一 5μm，多数在 0.2 一 2μm 范围。由于结构单元结合得比较紧，所以高岭石晶体不易分割成极细的薄片。

与其它的硅酸盐相反，高岭石的可塑性(能使变形的能力)、粘结性、收缩性以及膨胀性都很低。它的有限表面以及对阳离子和水分子有限的吸附量说明高岭石不能代表高度的胶体性质(表 7.3)。



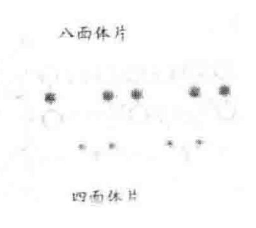


图 7.5 组成 1：1 型高岭石粘粒的离子模型。注意这种矿物是由八面体的铝氧片和四面体的硅氧片相互叠合而成的，因此称作 1：1 型。每个铝离子周围配置六个氢氧根和氧原子组成的八面体片(上左)，较小的硅原子与四个氢原子结合形成四面体片，它们联接起来(正中) 就形成一个层，在一层的面上，一面为氢氧根，一面为氧。右边绘的是晶体或晶层离子的侧视图。

2 :1 型矿物 这些矿物的特点是一个八面体片，夹在两个四面体片中间，具有这种晶格结构的有三组，其中两组，蒙脱石和蛭石，属膨胀性矿物，第三组为细粒云母(伊利石) 是相对不膨胀性矿物。

膨胀性矿物 蒙脱石组层间膨胀很著名，这发生在湿时，当矿物湿时，水进入层间空间，并迫使层间拉开。蒙脱石土壤中这组占优势的成员，还有拜来石、绿脱石和皂石。

蒙脱石矿物的似片状晶体(图 7.2) 是由 2：1 一型的层所组成, 见图 7.6。这些层依次通过很弱的氧一对一氧链松驰联接起来, 且离子和氧相联接, 交换性阳离子和水分子一齐被吸引在层间(层间空间), 吸引晶格的膨胀, 膨胀的内表面远远超过这一矿物外表面的面积, 例如, 蒙脱石这种晶体矿物单位质量比面和总面积是 700-800m^2/g, 相比之下的数字高岭石只有 5-20m^2/g(表 7.3), 通常, 这些晶体矿物的厚度大小从 0.1 至 1μm。, 远远小于高岭石的平均颗粒。蒙脱石二八面体片中的 Mg^{2+} 同晶替代 Al^{3+} 净负电荷虽然多于四面体中 Al^{3+} 所发生的替代 Si^{4+} 的量, 但是蒙脱石往往高于高岭石的阳离子交换量的 20-40 倍(表 7.3)。

表 7.3 选择的硅酸粘土矿物和腐殖质主要性质

性质	蒙脱石	蛭石	细粒云母	绿尼石（双八面体）	高岭石	腐殖质
大小(μm)	0.01-1.0	0.1-5.0	0.2-2.0	0.1-2.0	0.5-5.0	0.1-1.0
形状	片状	片状	片状	不定形	六方晶体	卜不定形比
表面(m^2/g)	70-120	50-100	70-100	70-100	10-30	500-800
内表面(m^2/g)	550-650	500-600	-	-	-	
层间距(nm)	1.0-2.0	1.0-1.5	1.0	1.4	0.7	-
净电荷(cmol/kg)	80-120	100-180	15-40	15-40	2-5	200-750

蒙脱石也以其高的可塑性和内聚力以湿时膨胀干时收缩为其特征。以蒙脱石为主的土壤(如变性土) 干时形成大的裂逢, 这些干的土壤团聚体或土块非常艰硬, 以致使这类土壤难于耕作。

蛭石也是两层硅氧片之间夹一层水铝片。大多数土壤,蛭石八面体铝占优势(二八面体), 然而, 八面体镁占优势(三八面体) 的蛭石也很普遍。大多数蛭石的四面体片, 认为铝代替了硅, 数量相当高的净负电荷在这些矿物中。

与镁离子一道的水分子在蛭石晶体单元之间被强烈地吸附(图 7.7)。然而这些水分子起着桥的作用, 使晶体单元的联接要比当楔形物使晶体单元松驰的作用为大。这样蛭石的膨胀性要比蒙脱石小得多。

蛭石的阳离子吸附量一般超过蒙脱石在内的所有硅酸盐粘粒。这是由于四面体片有高的负电荷, 蛭石的晶体大于蒙脱石的晶体, 但比高岭石要小得多。

非膨胀型矿物 云母是这类矿物组的典型。白云母和黑云母是未风化云母的例子, 常发现在砂和粉级中。风化矿物有相似的结构, 常发现在土壤的粘粒部分, 它们被称作细粒云母(过去称作伊利石)。

和蒙脱石相似，也是 2：1 型晶体，但是，颗粒远大于那些蒙脱石，而且它们的电荷来源于四面体片的远比八面体片的要大。在四面体片中，硅的位置约有 20%的铝原子所占据。其结果就使得四面体片远比八面体片净电荷带的多，为了中和这些负电荷，钾离子被强烈吸附在晶体单元之间。这些钾离子的大小正好适宜嵌入相邻两个四面体层的某些空间(图 7.7、图 7.8)，这些钾离子起着联结的作用，阻止着晶体的过大膨胀，因此细粒云母是较不膨胀的。

诸如水化作用，阳离子吸附、膨胀、收缩和可塑性等这些性质，在细粒云母中都不及在蒙脱石中表现的那样强烈。然而，在这些特性方面，细粒云母要超过高岭石。致于晶体的大小，细粒云母在蒙脱石与高岭石之间(表 7.3)，它的比面变幅从 70 到 $100m^2/g$，大约占蒙脱石的八分之一。

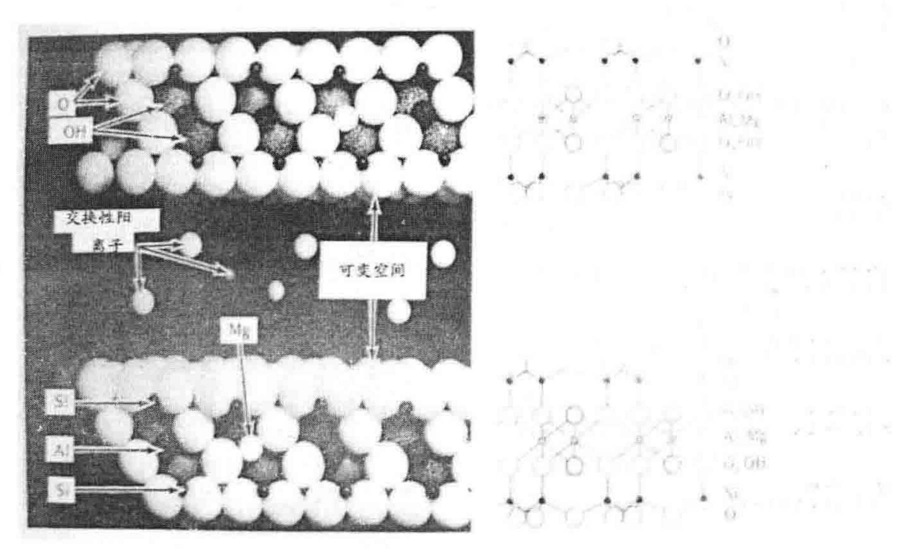


图 7.6 具有膨胀晶格的 2：1 型粘土矿物蒙脱石的两个晶体单元模型。每一层层组是由两个硅氧片夹一个八面体水铝一片而形成一个晶体单元底上的氧离子与另一个晶格单元顶面的氧离子间，只有微弱的吸引力，晶层间很容易发生不同程度的膨胀。水和交换性阳离子占据在晶层间的空隙中，内表面积远远大于晶体的外表面积。注意八面体片中某些铝原子可以被镁原子代换，由此产生的负电荷导致这些类粘土矿物的高阳换量。

2：1：1 型矿物　这一硅酸盐组的代表是绿泥石，广泛存在于某些土壤中，绿泥石基本上是带有一些铁和铝的镁硅酸盐。典型的绿泥石粘粒晶体，是与蛭石相似的 2：1 型，相间与镁占优势的三八面体片叠合形成 2：1：1 比率(图 7.7)，镁在绿泥石 2：1 型层中的三八面体中占优势。因此，晶体单元包括两硅酸盐四面体片和镁占优势的两八面体片，与以称作 2：1：1 或 2：2 型矿物。

绿泥石的负电荷大约和细粒云母相同，比蒙脱石和蛭石要少得多，和细粒云母一样绿泥石可以是蛭石和蒙脱石在一个晶体内间层。颗粒大小和表面积绿泥石也和细粒云母相同，绿泥石晶体单元之间没有水分吸附，这是这些矿物不膨胀性的原因。

混层和间层　各组粘土矿物不是某一个单独存在。在某种土壤，往往发现若干粘土矿物紧密地混和在一齐。并且还发现矿物胶体的性质和组成个于一种或两种所描述的矿物之间。这些矿物称作混层和间层矿物，因为某一晶体单层可以多于某一类型，它的名字如“绿泥石一蛭石” 和“细粒云母一蒙脱石” 用来描述混层矿物(图 7.9)。在一些混成矿物可以具有单一的结构的矿物如蒙脱石，较为普遍。

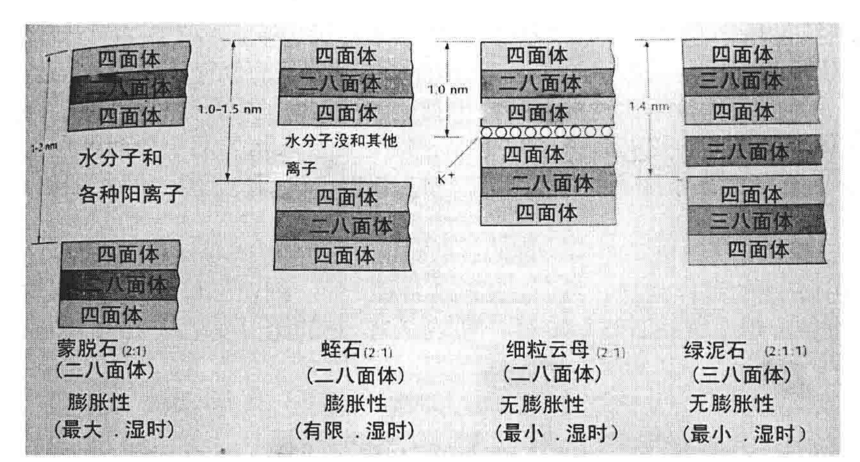


图 7.7. 三种 2：1 型矿物(蒙脱石、蛭石与细粒云母) 和一种 2：1：1 型矿物绿泥石的四面体片和八面体片图解说明。铝占优势的二八面体矿物图在中为 2：1 型矿物, 因为这种矿物在土壤中一般发现较多, 以镁离子占优势的三八面体矿物绿泥石在这种矿物形成的土壤中发现较多。注意, 蒙脱石层间膨胀性最大, 蛭石层间膨胀性降低, 是由于一些 Mg^{2+} 有中等的联键力。细粒云母和绿泥石没有膨胀性, 是因为 K^{+} 离子(细粒云母) 和外增加的三八面体片(绿泥石) 紧紧地将 2：1 型各层联接在一起, 层间空间用纳米(nm) 来表示 ($1nm=10^{-9}m$)。

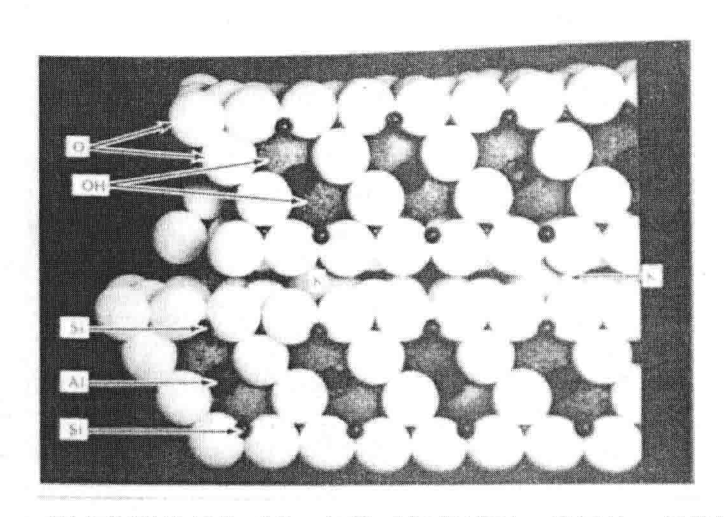


图 7.8, 2：1 型非膨胀性晶格矿物, 细粒云母组模型。晶层的一般构造与蒙脱石相似 — 两层四面体片之间夹一层八面体片。然而, 由于钾离子被紧密吸持在两层之间, 使这种矿物具有相当的紧实结构, 这样就阻止水分和阳离子进入层间的空隙, 因此, 细粒云母的内表面和交换量就远远低于蒙脱石。

7.6 硅酸盐粘粒的形成

硅酸盐矿物是由最广泛的矿物种类风化而来, 至少有两种不同过程。(a) 原生矿物有较轻的物理和化学蚀变作用。(b) 原生矿物分解后, 某些分解产物再结晶形成硅酸盐粘粒。下面对每一种过程予以简单的讨论。

蚀变作用 白云母蚀变成细粒云母发生的变化就是蚀变作用很好的典型例子。白云母是 2：1 型原生矿物，为不膨胀性晶体结构，分子式为 $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(0H)_2$。随着风化的发生，矿物破碎成胶体范围的大小，一部分钾丢失，一些硅加入风化溶液。最后的结果是弹性的晶体结构减弱，且 2：1 型矿物在过程中蚀变，一些变化或许非常简单，表示如下：

$$KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2+0.2Si^{4+}+0.1M^+ \xrightarrow{H_2O} M^+_{0.1}(K_{0.7})Al_2(Al_{0.8}Si_{3.2})O_{10}(OH)_2+0.3K^++0.2Al^{3+}$$

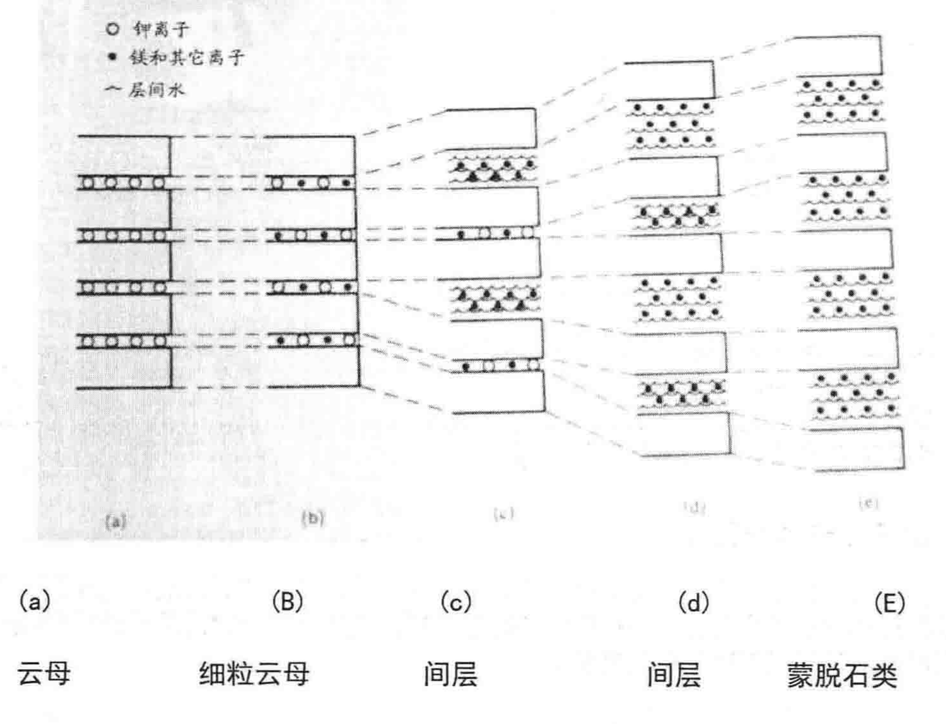
(土壤溶液)

白云母(坚硬晶格)　　土壤溶液　　细云母(半坚硬晶格)　(土壤溶液)

再结晶作用 这种再结晶过程包括原生矿物组成的完全蚀变，并且通常较前面所述的蚀变过程更为强烈的风化作用的结果。从含有可溶性铝和可溶性硅形成高岭石(2：1 型粘土矿物) 就是再结晶位作用很好的例子，这些可溶性铝和硅来自 2：1 型原生矿物的破碎作用，再结晶作用使一种原生粘土矿物形成更多种成为可能，确切地形成哪种粘土矿物，取决于风化条件，风化溶液中该种再结晶作用发生所需那些离子是否存在。

风化过程的相对阶段 形成一种或多种粘粒类型的特定条件见图 7.10，注意细粒云母和镁丰富的绿泥石代表硅酸盐风化的早期阶段，高岭石和最终的铁、铝氧化物是最高阶段，蒙脱石类(如蒙脱石) 是代表了中间阶段。

各种粘粒的形成 各种矿物是在过程的变异中形成，例如细粒云母和绿泥石是由白云母、黑云母的蚀变产生的，蛭石也可以通过这一过程形成，而且，细粒云母和蛭石可以通过风化产生蒙脱石，蒙脱石也可以在中性和碱性条件下再结晶形成，高岭石在季节性强酸性条件下再结晶形成，在热带的湿热条中下，强度风化的结晶可以形成铁铝的氧化物。



(a)　(B)　(c)　(d)　(E)

云母　细粒云母　间层　间层　蒙脱石类

细粒云母　　　　蛭石　　　　(蒙脱石)

蛭石　　　　蒙脱石

图 7.9 结构不同的硅酸盐矿物和它们的混合物。(a) 含钾云母的有弹性晶体。(b) 风化丢去部分钾成细粒云母，细粒云母有较小的弹性和层间阳离子交换量。(c) 风化的更高级阶段，钾在 2：1 型层间淋出，水和镁离子束缚在层上和层间，有细粒云母一绿泥石存在。(d) 进一步风化，将移出更多的钾，水和交换性离子进入 2：1 型层间和层间矿物有蛭石、蒙脱石形成。(e) 进一步风化产生出蒙脱石，高膨胀性矿物，蒙脱石进一步被风化成高岭石和铁、铝氧化物，虽然大多数蒙脱石实际行成于其它过程，这里依次说明了蒙脱石和其它矿物结构的关系。

7.7 粘土矿物的地理分布

任何一种颗粒土壤的粘粒都是由几种胶体矿物的混合物组成的。某一种土壤，各个土层的混和物可能不相同，这种现象是由于粘粒形成的类型不但取决于气候影响和剖面条件，并且与母质性质有关。由于曾在以前也许是完全不同的气候条件下所形成的，存在于母质中的各种粘粒而使情况进一步复杂化。然而，利用图 7.10 的所看关系,某些普遍性的推论似乎是可能的。

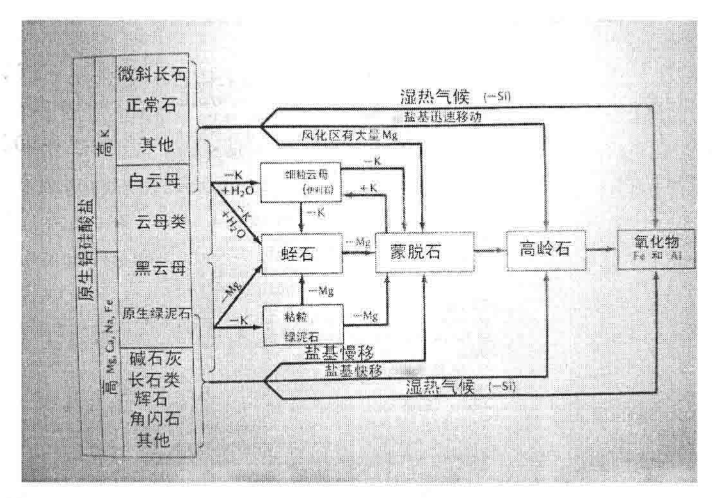


图 7.10. 不同的硅酸盐粘粒以及铁、铝氧化物形成的一般条件。水云母和绿泥石是由原生的铝硅酸盐矿物经过比较适度的风化过程形成的，而高岭石以及铁和铝的氧化物是强烈得多的风化过程的产物。在各种情况下，硅酸盐粘粒的形成伴随着易溶性元素，象 K、Na、Ca、Mg 的移出。

区域土壤差异 湿润和半湿润热带的排水良好和风化良好的氧化土偏向于铁和铝的各种含水氧化物为主，这些粘粒还分布在美国东南的老成土占优势。一般高岭石为主的硅酸盐矿物在老成土(表 7.4) 和还发现拌有氧化物矿物在热带地区。

母质对粘粒的分布有强烈的影响，可以在亚拉巴马、密西西比和得克萨斯三卅的“黑土带” 的变性土中看到，这些土壤颜色黑，发育于富含盐基的母质，以蒙脱石类粘粒占优势。周围土壤发育母质不同，主要是高含量的蒙脱石和氢氧化物，这些粘粒还代表了湿润温带地区，中印度和苏丹也存在相似的情况。

表 7.4 不同土纲占优势的粘土矿物

土纲	一般风化强度	美国的典型地区	占优势的粘土矿物						
			含水氧氧化物	高岭石	蒙脱石	细粒云母	蛭石	绿泥石	中间型
旱成土	低	干旱也区			××	××		×	
变性土	↑	亚拉巴马卅			×× ×				
		得克萨斯卅							×
软土		中部		×	××	×	×	×	×
淋溶土		俄亥俄卅		×	×	×	×	×	×
		宾亚法尼亚							
		纽约卅							
灰土		新英格兰卅	×	×					
老成土									
	高	东南部	××	×××			×	×	×
氧化土		夏威夷群岛	×××	××					
		波多黎群岛							

表 7.4 的资料看出，优势粘土矿物在不同土纲中，这些在第三章已经讲述。这些资料能够证实，以上讨论过的概括。例如，氧化土和老成土，这些强烈风化地区和特征，而旱成土则出现在沙漠地区。这些地区的优势粘土矿物正是在图 7.10 所预期结果相同。

有关粘土矿物的地理分布只可能做为数不多的一般概括，但这些例子说明了当地的母质和风化条件有利于决定土壤中出现粘土矿物的类型。

7.8 硅酸盐粘粒稳定电荷的来源

在 7.4 节已经谈到，一个阳离子对另一个阳离子进行同晶替代在晶体结构中，能够引起硅酸盐粘粒中电荷的不平衡，这一不平衡的量，就是颗粒表面粘粒吸附离子的能力。现在我们用专性替代的例子进行讨论。

负电荷 在矿物上看到的负电荷，是矿物中的同晶替代，由低电荷(如 Mg^{2+})替代了高电荷(如 Al^{3+})引起。这样的替代通常发生在铝占优势的二八面体片。图 7.11 看到，剩下一个没中和的负电荷。这镁对铝的替代作用是蒙脱石、蛭石胶核负电荷的重要来源。

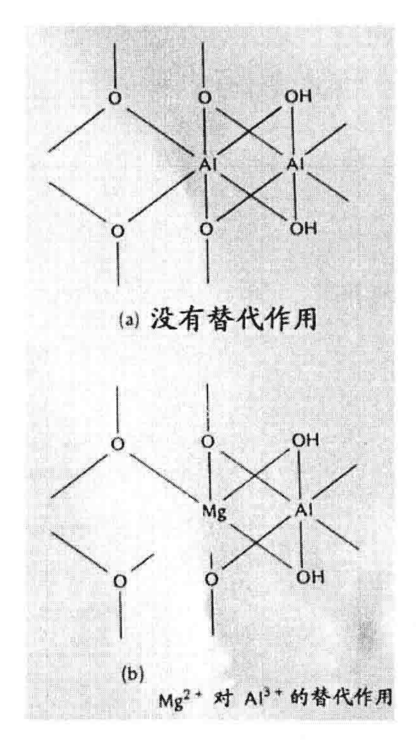


图 7.11 硅酸盐粘粒八面体片中原

子构型。(a) 没有替代作用,(b) 一个镁离子替代一个铝离子。没有发生替代的铝离子上的三个正电荷和来自六个氧和氢氧根的三个负电荷平衡，镁替代铝的，只有两负荷平衡，剩下一个负电荷中和。这个负电荷能够吸附一个正电以于中和。

第二个例子是四面体片中的铝取代硅，这也是剩下一个负电荷未被中和。这可以用如下说明，假定两个硅原子和四个氧原子结合成电荷中性单位。

四面体片	四面体片
(无替代)	(Al^{3+} 替代 Si^{4+})
Si_2O_4	$SiAlO_4^-$
无电荷	

这样的替代是很普遍的，在一些重要的土壤硅酸盐粘土矿物，如细粒云母、蛭石和一些蒙脱石类。

正电荷 同晶替代也可以是正电荷的来源，如果高电荷离子替代低电荷离子，在三八面体片中，三个镁原子被二个氧和二个氢氧根围绕，该片无电荷，但是如果一个 Al^{3+} 替代一个 Mg^{2+}，就会产生一个正电荷。

三八面体片	三八面体片
(无替代)	(Al^{3+} 替代 Mg^{2+})
$Mg_3O_2(OH)_2$	$Mg_2AlO_2(OH)^+_2$
无电荷	一个多余正电荷

这样的正电荷是一些蛭石和绿泥石三八面体片的特征。

一些硅酸盐粘粒(蒙脱石), 在四面体片和八面体片两者都可发生替代。这些粘粒的净电荷是在正负电荷之间是平衡的。当然, 实际上全部硅酸盐粘粒净电荷是负的, 因为这些替代作用导致负电荷超过产生的正电荷。

这些同晶替代正是描述了风化粘粒通过的缓慢过程, 这些粘粒的形成是不容易的。因此, 这些电荷被称为不变电荷或永久电荷, 因为它们取决于硅酸盐粘粒的化学组成。

化学组成和电荷 因为我们刚刚讨论的一些离子的替代作用。所以不用简单的化学式来鉴定某一土壤的特定粘粒, 然而"类型" 分子式可以用来表明组成的区别。见表 7.5 所示的是四面体片和八面体正负电荷两者的来源, 这些分子式通常反映了单晶层分子式。

注意,从表 7.5 看出, 高岭石无离子替代, 虽然一些这样的替代发生, 但其他机制也可提供大量这些胶体的负电荷。表 7.5 看出的所|有矿物电荷(负电荷/或正电荷) 的获得都是同晶替代作用。通过这一表格的研究, 可以掌握所列矿物晶胞电荷, 也就是负电荷的来源。

表 7.5.典型粘粒和其他矿物的单位晶层分子式, 表明八面体和四面体的阳离子和阴离子的配位。每单元分子式的电荷, 固定的和可变的间层矿物组成。

注意在层内面积, 晶体单位负电荷和正电苛数量平衡上量相等。

矿物	八面体片	四面体片	配位阴离子	单位晶层分子式	间层矿物组成 固定	可变
高岭石	Al_2	Si_2	$O_5(OH)_4$	0	无	无
蛇纹石	Mg_3	Si_2	$O_5(OH)_4$	0	无	无
2: 1型二八面体矿物						
叶腊石	Al_2	Si_4	$O_{10}(OH)_2$	0	无	无
蒙脱石	$Al_{1.7}Mg_{0.3}$ (−0.3)	$Si_{3.9}Al_{0.1}$ (−0.1)	$O_{10}(OH)_2$	−0.4	无	$M^+_{0.4}$
拜来石	Al_2	$Si_{3.6}Al_{0.4}$ (−0.4)	$O_{10}(OH)_2$	−0.4	无	$M^+_{0.4}$
蛭石	Fe_2	$Si_{3.6}Al_{0.4}$ (−0.4)	$O_{10}(OH)_2$	−0.4	无	$M^+_{0.4}$
绿脱石	$Al_{1.7}Mg_{0.3}$ (−0.3)	$Si_{3.6}Al_{0.4}$ (−0.4)	$O_{10}(OH)_2$	−0.7	xH_2O	[illegible]
细粒云母(伊利石)	Al_2	$Si_{3.2}Al_{0.8}$ (−0.8)	$O_{10}(OH)_2$	−0.8	$K_{0.7}$	[illegible]
白云母	Al_2	Si_3Al (−1.0)	$O_{10}(OH)_2$	−1.0	K^+	无
2: 1型三八面体矿物						
滑石	Mg_3	Si_4	$O_{10}(OH)_2$	0	无	无
蛭石	$Mg_{2.7}Fe^{3+}_{0.3}$ (+0.3)	Si_3Al (−1.0)	$O_{10}(OH)_2$	−0.7	xH_2O	[illegible]
2: 1: 1型三八面体矿物						
绿脱石	$Mg_{2.6}Fe^{3+}_{0.4}$ (+0.4)	$Si_{2.5}(Al,Fe)_{1.5}$ (−1.5)	$O_{10}(OH)_2$	−1.1	$Mg_2Al(OH)_6^+$	[illegible]

7.9 pH 值决定性电荷(PH 值因变电荷)

这是一些硅酸盐粘粒(如高岭石) 第二个电荷的来源, 还有水铝英石和 Fe、Al 氢氧化物。由于这些电荷取决于土壤的 PH 值, 所以这些电荷称作可变电荷或 PH 值决定电荷, 以对应于相反的由于同晶替代产生的永久和不变电荷。

负电荷 PH 值决定的一些电荷主要是无机和有机胶体边角和表面与氢氧根相联接(图 7.12), 氢氧根是和无机胶体中的铁/铝相吸引(如>Al—OH) 和与腐殖质中的 CO 基(如 CO—OH) 相联接。在中性酸碱条件下, 这些颗粒有很少或没有电荷。但随着 PH 增加, 氢从胶体上 OH 根中解离出去, 并产生负电荷。

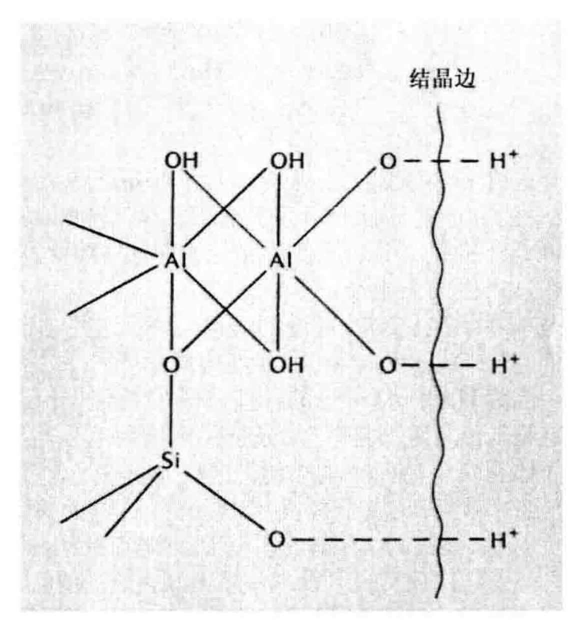


图 7.12, 高岭石晶体断裂边缘示意图, 看出氧原子是负电荷的来源, 当 PH 值高时, 氢离子被吸附得松驰而被其他离子所取代。

>Al—OH+ OH^- ↔ >Al—O^-+ H_2o

—CO—OH+ OH^- ↔ —CO—O^-+ H_2O

无电荷 负电荷

(土壤固体) (土壤溶液) (土壤固体)(土壤溶液)

正如↔的箭头所示, 反应是可逆的, 如果 PH 增加, 有更多的 OH^- 离子有利于促使反应向右, 并引起土壤颗粒表面负电荷增加, 如果 PH 降低,OH^- 离子浓度降低, 反应相反向左进行, 并使负电荷减少。这很易看出这些胶体电荷依懒于 PH 值。

另外一个随 PH 增加负电荷的来源是铝的水化物离子(如 $Al(OH)^+_2$) 正电荷的移出, 在低的 PH 水平,$Al(OH)^+_2$ 离子封住负电荷位置不让阳离子进行交换, 随着 PH 值上升,$Al(OH)^+_2$ 离子和 OH^- 离子反应,在土壤溶液中形成不溶的 $Al(OH)_3$, 从而负电荷位置自由。

>Al—$(OH)^-_2$.$Al(OH)^+_2$+OH→ >$Al(OH)^-_2$ + $Al(OH)_3$

负电荷位置被封闭 (负电荷位置开放)(无电荷)

这一增加负电荷的机制在铁铝氢氧化物多的土壤特别重要, 如在美国东南部的土壤。

正电荷 在中性到极酸性条件下, 一些硅酸盐粘粒和铁铝氢氧化物, 可以显示负电荷, 其中包括 OH^- 一度暴露, 在这种情况下, 当然, 由表面 OH 基上发生对 H^+ 离子的吸附, 会使其变得更酸, 如硅酸盐粘粒的反应就是这样：

>Al—OH+ H^+ ↔ >Al—OH_2^+

(土壤固体 土壤 正电荷

无电荷) 溶液 (土壤溶液)

因此, 在一些情况下, 在无机土壤胶体同样位置上, 可以带有负电荷(高 PH), 可以不

带电荷(中等PH) 和可以带有正电考(低PH), 在高pH值碱性土壤, 随如下反应PH值降低。

$>Al—O^- + H^+$	$\leftrightarrow$	$>AlOH + H^+$	$\leftrightarrow$	$>AlOH_2^+$
负电荷		无电荷		正电荷
高PH		(中等PH)		(极低PH)

因此, 腐殖质和无机胶体的复合体常常发现在土壤中同时既带有正电荷又带有负电荷是不足为怪的。大部分温带区土壤, 负电荷远远超过正电荷(表 7.6), 但是, 在热带地区的一些酸性土壤, 铁和铝氢氧化物含量, 全部纯净电荷为正, 土壤PH值对该土壤正、负电荷的影响见图7.13图解。

表7.6 几种典型电荷特征, 所显示的永久电荷,PH值可变负电荷,PH可变正电荷水平比较

胶体类型	负电荷			正电荷
	总	永久	可变	
	(cmol/kg)	(%)	(%)	(cmol/kg)
有机	200	10	90	0
蒙脱石	100	95	5	0
蛭石	150	95	5	0
细粒云母	30	80	20	0
绿泥石	30	80	20	0
高岭石	8	5	95	2
三水铝石	4	0	100	5
针铁矿	4	0	100	5

选择的土壤胶体电荷特征见表7.6, 注意负电荷高含量百分数为一些2：1型粘粒(如蒙脱石和蛭石)。腐殖质、高岭石、水铝英石和铁铝氰化物主要为可变性(PH决定性) 负电荷和在PH值很低时显示, 一定是正电荷。

阳离子和阳离子吸附 土壤颗粒带有的电荷, 能吸附简单的和复杂的正电荷离子。因此, 那种胶体复合体不但可以带有表面正电荷和负电荷, 而且可以是同一个化合物组成单一阳离子和阴离子, 象 Ca^{2+} 和 SO^{2-}_4 它们可被颗粒电荷吸附。

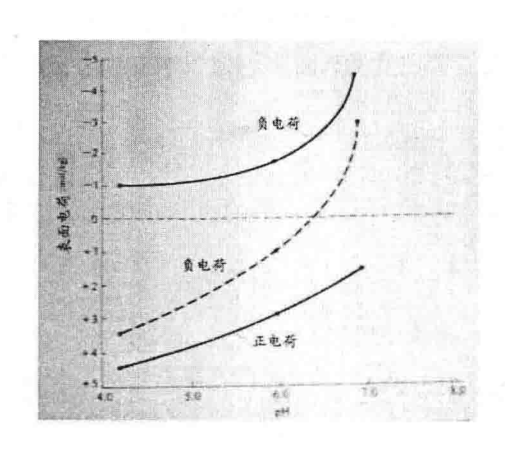


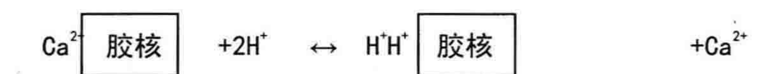
图 7.13 氧化土心土表面电荷和 PH 值的关系。在低 PH 值, 正电荷占优势, 只有在 PH 值 6.5 净电荷才变成负。[摘自 Van Raij 和 Peech(1972)]

图 7.14 图解了土壤胶体是如何吸附矿质元素的, 这对植物生长很重要。吸附的阴离子通常存在的量较阳离子少, 因为土壤胶体一般以负电荷占优势。特别是温带区土壤, 现在认为, 在胶核和土壤溶液之间也能进行阴离子交换。首先开始讨论阳离子交换。

(a)1：1 型硅酸盐粘粒(b) 铁/铝氧化物粘粒

7.10 阳离子交换

从 7.3 节可以看出, 土壤交换性复合体吸附的阳离子被其它阳离子进行代换的过程称作阳离子交换。例如, 有机物质分解(见 3.2 节) 的一般氢离子就能从胶体复合体上代换出钙和其它金属阳离子, 从下面例子可以看出, 只吸附的钙离子被代换的过程：



这一反应 发生的相当迅速, 钙和氢间的交换按化学当量进行, 依两者发生的箭头所示, 如果系统加入石灰, 反应有助于向左进行。

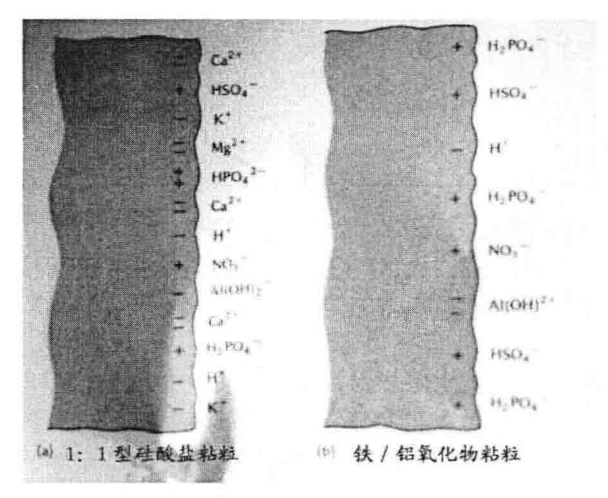


图 7.14 酸性土壤吸附阳离子和阴离子图解。(a)1：1 型硅酸盐粘粒。(b) 铁铝氧化物粘粒,注意, 在硅酸盐粘粒负电荷占优势, 而铝氧化物以正电荷占优势。

自然条件下的阳离子交换 在湿润地区表土这样的阳离子交换经常发生, 反应虽然复杂, 但原理可以利用简单的平衡来说明, 为了才便假设每个胶核上钙、铝、氢和其它金属阳离子(M) 的数目分别为 40、20 和 20 的比例。注意, 在这里代表金属阳离子的 M^+ 被认为在这种情况下为一价的。碳酸(H_2CO_3) 中的氢和胶核反应如下：

Ca_{40} Ca_{38}

H_{20} Al_{20}

Al_{20} [胶核] $+5H_2CO3 \leftrightarrow$ H_{25} [胶核] $+2\ Ca(HCO_3)\ +M(HCO_3)$

M_{20} M_{19}

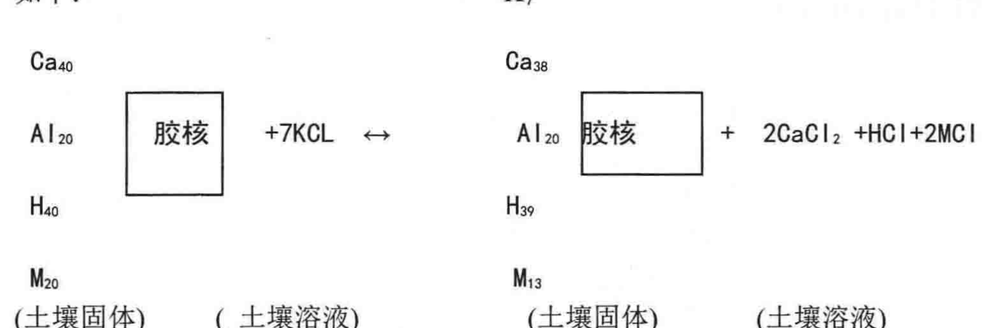
（土壤固体）（土壤溶液）　　（土壤固体）（土壤溶液）

这里足够地降雨淋去钙和其它金属阳离子，反应向右进行，土壤倾向变得更酸，在低降水地区，当然，钙和其它阳离子将更加充足，因为它们不易淋出土壤，保持土壤中等和以上 PH 值，钙离子驱使反应向左进行。另外，一些钙离子将沉淀为 $CaCO_3$，特别在较低的心土层将有降水渗透的石灰，这一气候作用，生物过程和阳离子交换，因此帮助决定了土壤的化学性质。

石灰和肥料的影响 阳离子交换反应是可逆的，因此，如果盐基钙化合物如石灰施入酸性土壤，就会促进反应向左进行，钙离子可以交换出氢和其它阳离子，H^+ 离子将中和 OH^- 或 CO_3^{2-} 离子，土壤 PH 上升。相反如果是酸式性化学物质，象硫加入干燥区的碱性土壤，H^+离子将会代换出土壤胶体上的阳离子，PH 就会降低。

当施入土壤中的肥料含有氯化钾时，一种更多的阳离子交换反应

如下：



(土壤固体)　(土壤溶液)　(土壤固体)　(土壤溶液)

增加的钾，被吸附在胶体上并等当量交换出钙，氢和其阳离子出现进入土壤溶液，吸附性钾拥有极大的有效性，但遭淋失少于大多数肥料盐。因此，阳离子交换被认为是非常重要的，不仅对土壤中已有养分，而且对施用的商品肥料和其它都很重要。

7.11 阳离子交换量

上节已涉及到阳离子交换等量性，现在我们用阳离子交换量来描述阳离子交换的等量性。这一特性我们简单地规定为，土壤吸附交换性阳离子总量，它是易被测定的。常规方法是用钡钾和铵离子代换土壤全部吸附性阳离子，然后测定被吸附的钡、钾和铵的量(图 7.15)。

表达方法 .阳离子交换量(CEC) 是可表达成单位质量吸附正电荷的摩尔数，CEC 的数量也是表示的浓度。我们可以用每公斤土壤厘摩尔阳离子数(cmol/kg) 来表示。因此，如果土壤的阳离子交换量为10cmol/kg，就是1公斤土壤，可以吸附10cmolH^+ 离子，例如，也可用 10cmol 其它一价阳离子来交换，如钾和钠或与二价离子如 Ca^{2+} Mg^{2+}，在每种情况下都是 1 公斤土壤 10 摩尔的负电荷吸附 10 摩尔的正电荷。这里可以是 H^+、K^+、Na^+、NH_4^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Al^{3+} 或其它阳离子。

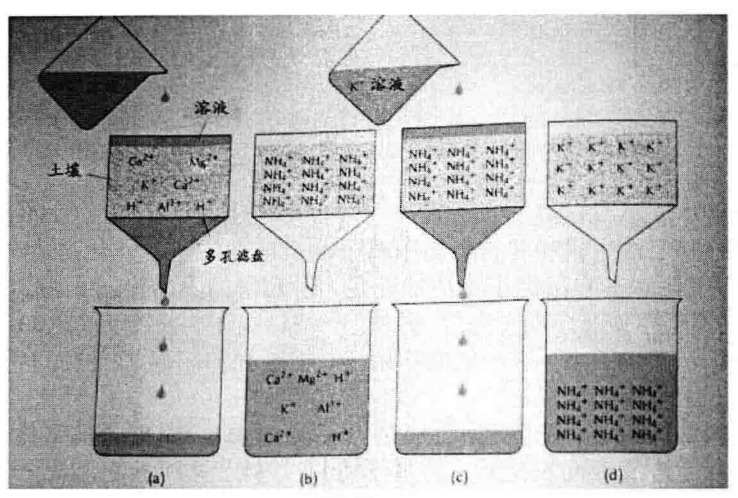


图 7.15 土壤阳离子交换量测定方法图解。(a) 用铵(NH^+_4) 盐溶液对含有各种交换性阳离子土体进行淋洗。(b) 铵离子 NH_4^+ 交换出其它吸附性阳离子，并被淋洗到下部容器中。(c) 过量的 NH_4^+ 用有机溶剂如酒精淋洗后，再用 K^+ 盐溶液代换出 NH_4^+ 离子。(d) 交换出 NH_4^+的总量被洗到下部容器中，便可测定，从而就测定出阳离子交换量的化学当量数。(也就是土壤胶体上的负电荷数)。

注意吸附交换性阳离子是以化学当量为基础,1 摩尔电荷可用 1 摩尔 H^+、K^+ 或任意其它一价阳离子来提供，可用 Ca^{2+}、Mg^{2+} 或其它 1/2 摩尔阳离子或用 Al^{3+} 或其它 1/3 摩尔阳离子来提供。

利用化学当量时应注意，这是为表达阳离子交换实际中产生的名词，例如，当酸性土壤施用钙离子代换了吸附的氢离子，这个反应发生在 1 个电荷的 H^+ 离子和两个电荷的 Ca^{2+} 离子之间，也就是：

$$\boxed{\text{胶核}}\ H^+H^+ + Ca^{2+} \leftrightarrow \boxed{\text{胶核}}\ Ca^{2+} + 2H^+$$

注意，两个摩尔电荷要用两个 H^+ 来代换和等量电荷的一个 Ca^{2+} ，换句话,1 摩尔 H^+ 离(1g) 必需要用 1/2 摩尔 Ca^{2+} 离子(40/2=20g) 来交换。因此，交换 1 厘摩尔 H^+/kg 就需要 20/100=0.2g

Ca^{2+}/kg 土壤，每公顷耕层(220 万 kg)Ca^{2+} 离子的总量，需要是 $0.2\times2.2\times10^6$=440000g 或 440kg。这也可用石灰石($CaCO_3$) 的相当量来表达，就是乘 $CaCO_3/Ca^{2+}$=100/40=2.5 这一比率，因此用 440×2.5=1100kg 石灰去交换，每公倾耕层土壤 1molH^+/Lkg。和英制相对比的是 1000 磅每平方英亩耕层，这一实际关系值得记住。

表 7.7 美国不同地区多种土壤表层的阳离子交换量。

土纲(系 卅)	交换量
砂土	
湿老成土(萨萨费拉斯、新泽西卅)	2
砂新成土(普兰费尔德、威斯康星卅)	3
湿老成土(萨萨费拉斯、新泽西卅)	3
湿老成土(诺福克、亚拉巴马卅)	3

湿老成土(塞西尔、南卡罗来纳卅)	6
湿老成土(科尔茨内科、新泽西卅)	10
壤土	
淡始成土(胡西克、新泽西卅)	11
淡老成土(多佛、新泽西卅)	14
湿老成土(科林敦、新泽西卅)	16
粉壤土	
湿淋溶土(费耶特、明尼苏达卅)	13
极地淋溶土(斯潘塞、威斯康星)	
干软土(道斯、内部拉斯加卅)	18
湿淋溶土(佩恩、新泽西卅)	20
湿淋溶土(迈阿密、威斯康星)	23
湿软土(格兰迪 、伊利诺依卅)	26
粘和粘壤土	
湿老成土(塞西尔粉壤、亚拉巴马卅)	4
湿老成土(塞西尔粘土、亚拉巴马卅)	5
干热软土(格利森粘壤土、加利福尼亚卅)	32
湿淋溶土(萨斯奎汉纳粘土、亚巴拉马卅)	32
干热软土(斯威奈粘土、加利福尼亚卅)	58

[引自 Lyon 等人(1952)]。

各土壤的阳离子交换量 给定土壤的阳离子交换量(CEC) 取决于相应不同胶体含量，和每种胶体的 CEC。因此，砂质土较粘质土的 CEC 低，因为粗质土壤通常粘粒和腐殖质的含量低。同样,1：1 型硅酸盐粘粒和 Fe、Al 氧化物占优势的粘土 CEC 远低于和腐殖质相似的蒙脱石粘粒占优势的粘土，见表 7.3 主要土壤胶体的离子交换量。

通过表 7.7 中的调查资料看出，前节的概括是可变化的，土壤的 CEC 数在美国不同的地区所显示和土壤质(主要是粘粒的含量) 相关。注意亚拉巴马卅的塞西尔粘土是 1：1 粘粒和 Fe、Al 氧 化物占优势,CEC 只有 4.0cmol/kg 而来自同一卅的萨斯奎汉纳粘土是 2：1 型胶体占优势，这些次生粘土的 CEC 高达(34.2cmol/kg)。

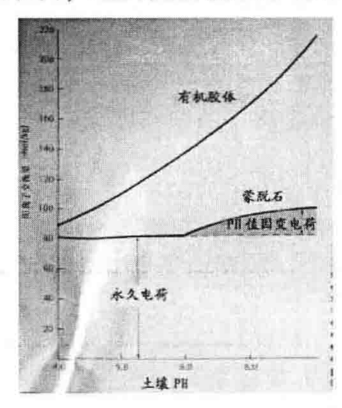


图 7.16PH 对蒙脱石和腐殖质的阳离子交换量的影响，低于 PH6.0 粘土矿物的电荷相对稳定，这种电荷认为是永久电荷，它是由晶体单元离子取代引起的。在 PH6.0 以上，矿质胶体由晶棱上暴露出的 O—H 基团中氢解离而使电荷增加，与粘粒不同，基本上有机胶体所

有电荷都被认为是 PH 因变电

PH 和阳离子交换量 在前节谈到大部分土壤的阳离子交换量随 PH 增加(图 7.16), 在极低 PH 值, 阳离子交换量一般也低,在这些条件下, 只有 2：1 型粘粒的永久电荷及有机胶体上的小部分电荷所吸附的离子能起阳离子交换作用。

随着 PH 值的上升,1：1 型硅酸盐粘粒, 水铝英石, 腐殖质, 还有 Fe、Al 氧化物上面的一些负电荷增加, 因此阳离子交换量增加, 为了保证测得最大保持量,CEC 的测定通常是在 PH 值为 7.0 时测定。中性和微碱性 PH,CEC 反映的大部分是 PH 决定电荷和永久电荷。

典型数值 由上所述, 这是可能的, 当给出一个地区的占优势的粘粒胶体和腐殖质类型与含量, 大约估计 CEC 值是可能的。例如, 美国湿润温带地区表土, 占优势的粘粒 CEC, 土壤中每 1%粘粒大约 CEC 为 0.5cmol/kg, 利用这些数值我们就可以粗略地估算, 湿润带地区, 表土典型的阳离子交换量, 即从粘粒和腐殖质含量百分数, 对高岭石和 Fe、Al 氧化物占优势的土壤, 相比较的数据为每 1%粘粒可以是 0.1cmol/kg, 每 1%有机质为 2.0cmol/kg, 通过这种估计我们就能了解任何地区, 在占优势的粘粒和腐殖质条件下的阳离子交换量的大小。

表 7.8 不同地区典型矿质表土阳离子交换量数据

特征值	湿润区土 (淋溶土)	半干旱区土 (旱成土)	干旱区土 (碱化粘化旱成土)
交换性钙(cmol/kg)	6—9	14—17	12—14
其它交换性盐基(cmol/kg)	2—3	5—7	8—12
交换性氢或铝(cmol/kg)	4—8	1—2	0
阳离子交换量(cmol/kg)	12—18	20—26	20—26
盐基饱和度%	66.6	90—95	100
大约 PH	5.6—5.8	～7	8—10

7.12 大田土壤交换性阳离子

从一个气候区到另一个气候区, 被土壤胶体吸附的专一的交换性阳离子是不同的。Ca^{2+}、H^{+}、Al^{3+} 和复合的铝水化离子可以在湿润区占优势, 而 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 Na^{+} 在低降雨区占优势(表 7.8), 占优势的交换性复合体所具有的阳离子明显地影响着土壤性质。

各种土壤阳离子交换量被阳离子饱和的比例称作该阳离子的饱和度。因此, 该 CEC 为 50%被 Ca^{2+} 饱和, 可以说该复合体有 50%的钙饱和度。

这一术语在确定土壤溶液酸、碱性源的相对比例特别有用。因此,H^{+} 和 Al 饱和百分数指出和标明了酸性条件, 当非酸性阳离子百分数增加(一般由于盐基饱和) 标明有变中性和碱性的趋势。盐基饱和百分数是个重要的土壤性质, 特别由于它和土壤酸碱成反比, 这些关系将在第八

章作进一步讨论。

必需元素象钙、钾的阳离子饱和百分数还极大地影响着生长的植物对这些元素的吸收。对于其它阳离子与植物养分间的交换反应现在和以后将会受到关注。

7.13 阳离子交换量和养分有效性

交换性阳离子一般对高等植物和微生物都是有效的，通过阳离子交换由根毛和土壤微生物分泌的氢离子代换复合体上阳离子养分，这些养分进入土壤溶液中，被根系的吸附表面和土壤生物吸收，或它们被排水移出。

阳离子饱和度和养分有效性 一些因素进行促进和阻碍植物养分的释放，首先是交换性复合体上养分离子饱和百分数，例如，如果土壤钙饱和百分率高，这些钙离子代换就比较容易而迅速，于是交换量为 8cmol/kg，交换性钙为 6cmol/Kg(钙饱和度为 75%)的土壤，则意味着高度的有效性。但交换性钙为 6cmol/kg，交换量为 30cmol/kg(钙饱和度为 20%)的土壤，便显示出非常相反的情况，这就是为何对于喜钙作物，如苜蓿，钙饱和度至少必须接近甚至超过 80%的原因。

互补性吸附阳离子的影响 第二个影响植物摄取所给阳离子的因素是胶体上保持互补性离子,7.3 节已经论述，不同阳离子吸附强度顺序如下：

$Al^{3+} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^{+} = NH^{+}_{4} > Na^{+}$

因此，养分离子象钾，如互补离子是 Al^{3+} 和 H^{+} (酸性胶体)，胶体对钾的吸持强度低于互补离子为 Na^{+} 和 Mg^{2+} (中至碱性土壤)。被松驰吸持的 K^{+} 离子被植物吸收或在酸性土壤中被淋溶的更有效和容易。

另外还存在养分的桔抗机制，它主要在有些土壤中植物对某些养分的吸收显现出来，例如，植物对钾的吸收当钙土壤中含量水平较高时就会受到限制。同样钾的含量水平高，会限制对镁吸收，即使土壤中镁的含量很高时也是如此。

胶体类型的效应 第三，存在着这样不同的趋势，对不同的胶核吸附专门的阳离子，并且易于和它们进行阳离子交换。在一定的盐基(非酸性土壤) 饱和百分数下，蒙脱石吸持钙，每单位重电荷密度，远高于强于高岭石(电荷密度较低)，而结果，蒙脱石粘粒盐基饱和度在 70%以上，钙很易很快被交换出，从而足以满足植物对它的吸收，相反，高岭石粘粒交换性钙释放似乎要容易得多，在盐基饱和度很低时即可很好地提供钙质。显然，这两种土壤对石灰的需要量是有不同的，上面所讨论的因素是部分原因。

7.14 阴离子交换

阴离子交换在 7.9 节已经作了简要的论述，和铁、铝水化物相联接的正电荷，一些 1：1 型粘粒，和无定形物质象水铝英石，使吸附阴离子成为可能(图 7.14，然后，这些阴离子参与其它阴离子的代换，阴离子交换的发生虽然不如阳离子交换那样大量发生，但也是很重要的，因为它们能为高等植物提供有效离子养分。

阳离子交换的基本原则，也可应用到阴离子交换，胶体上的电荷只不过是正电荷，发生交换的是负电荷阴离子。阴离子交换的简单例子如下：

胶核 $NO_3^- + Cl^-$ ↔ 胶核 $Cl^- + NO_3^-$

(土壤固体)(土壤溶液) (土壤固体)(土壤溶液)

如同阳离子交换,NO_3^- 和 Cl^- 等当量交换，该反应可以贮存、释放植物吸收的养分。

虽然例子的反应如此一般，注意一些阴离子的吸附和交换还包括磷酸盐、钼酸盐和硫酸盐，它们是比较复杂的化合物。复杂是因为在阴离子和土壤条件之间有特殊的反应，例如：$H_2PO_4^-$ 离子可以和质子化的氢氧基反应而不保持易交换态阴离子：

$>Al—OH_2^+ + H_2PO_4^- \rightarrow Al—H_2PO_4^- + H_2O$

(土壤固体)(土壤溶液) (土壤固体)(土壤溶液)

这一反应实际降低了土壤胶体上的净正电荷，而且 $H_2PO_4^-$ 被土壤胶体吸持得非带紧，

并不易被植物有效吸收。

除了这些复杂性以外，阴离子交换一个重要机制是土壤之间和土壤与植物之间的相互作用，这些作用和阳离子交换在一齐，极大地决定着土壤提供养分给植物的有效性和速度。

7.15 胶体的物理性质

土壤胶体的物理性质非常广泛，包括可塑性、粘结性、膨胀性、收缩性、分散性和凝聚作用，这些性质极大地影响着土壤农业和非农业的用途和利用限制。

可塑性 土壤含有大于 15%的粘粒就表现可塑性，可塑性就是柔勒性和塑模型的能力。这种性质可能是由于粘粒的似片状性质和所吸附水分的粘滞影响而发生的润滑作用。因此土粒很易相互滑动，甚似玻片之间有一层水膜一样。

表 7.9 一些土壤和钠与钙饱和蒙脱石的可塑性和流体极限值。 粘粒含有大量蒙脱石(萨斯奎哈纳和巴桑)，钠饱和粘粒流体极限值高。

土壤	地点	可塑性极限	流体极限
达维德苏(残存湿老成土)	乔冶亚卅	19	27
塞西尔(薄层湿老成土)	乔冶亚州	29	49
普特纳姆(漂白潮淋溶土)	乔冶亚州	24	37
斯里普如科(残存湿淋溶土)	乔冶亚州	29	57
萨斯奎哈纳(薄层暗始成土)	俄勒岗卅	46	59
作瑞(薄层腐殖质老成土)	俄勒岗卅	30	45
巴桑(浅色干旱变性土	俄勒岗卅	18	71
Na 饱和蒙脱石	—	—	950
Ca 饱和蒙脱石	—	—	360
Na 饱和高岭石	—	—	36

[引自 Hamniel 等(1983) Minabl(1977)]。

土壤可塑性是在湿润—潮湿范围才具有，称之为塑性极限，在这个极限的含水量水平下端，土壤开始出现可塑性，但是这时做成的模型加压时易碎，在该极限值含水量以下不能做成不裂形状(表 7.9)，在这个含水量以上土壤不能耕作。

在这个极限值的上端或流体极限土壤含水量的土壤失去可塑性，开始半流动(如同软化的黄油)，以致像液体流动。尽管塑性极限在农业上有重要用途，但在承载强度的工程土壤分类上有特别重要的意义，如修建公路路基。很明显，土壤趋于流动，这样的土壤就不适于建筑公路路基。

一些土壤和两个粘粒样品的塑性极限和流体极限列表 7.9，这些数据表明温带土壤预期水平。可塑极限和流体极限间范围宽的土壤，田间耕作管理困难，土壤具有极高的流体极限[萨斯奎哈纳和巴桑(bashaw)] 含有较高的蒙脱石粘粒，蒙脱石一般具有较高的流体极限，特别是用钠饱和后，相反，高岭石具有较低的液体极限值。

可塑性有实践的重要性，因为它影响耕作操作，因此，过湿土壤的耕作造成“大块” 条件，不利于适宜的通气性和排水。粘重土壤特别是蒙脱石类，可塑性存在很大问题，稳定的团粒结构又往往难于建立和保持在含大量蒙脱石中的粘土中。

粘结性 第二个特性是粘结性，粘结性表明粘粒有粘结在一齐的趋势。这一趋势的产生主要是土壤颗粒对保持在颗粒之间的水分子的吸引作用形成。束缚在粘粒表面的氢和水与水分子之间的吸引力形成了粘结性，它形成了一些土壤的大块，它能够抵抗反复耕作而不破碎。

可以想像，蒙脱石和细粒云母比高岭石和或水氧化物有更显著的粘结性。相反，腐殖质有降低每个粘粒单粒相互的吸引作用。



图 7.17 大田条件下常见裂缝，它是由高粘粒土壤干旱形成的，该情况的粘粒类型可能是蒙脱石。(美国农业部土壤保持局提供)。

膨胀性和收缩性 硅酸盐粘粒第三个和第四个主要性质是膨胀性和收缩性，一些粘粒如蒙脱石湿时膨胀干时收缩，蒙脱石多的土壤如变性土，经过一段时间的干旱，十字裂缝变宽加深，如果降雨，一开始渗漏快速(图 7.17)，后来，开始膨胀，该土壤好像被封闭，并变得更加不透水。蒙脱石占优势的土壤膨胀性要大于高岭石、绿泥石或细粒云母。蛭石的膨胀收缩性处中间状态。

一些膨胀是由于晶层间进水而造成的晶层扩大，但是大部分膨胀产生是由于胶体对水的吸收和它们对离子的吸附，以及水运动携带的气泡进入土壤极小的气孔中(图 7.18)。

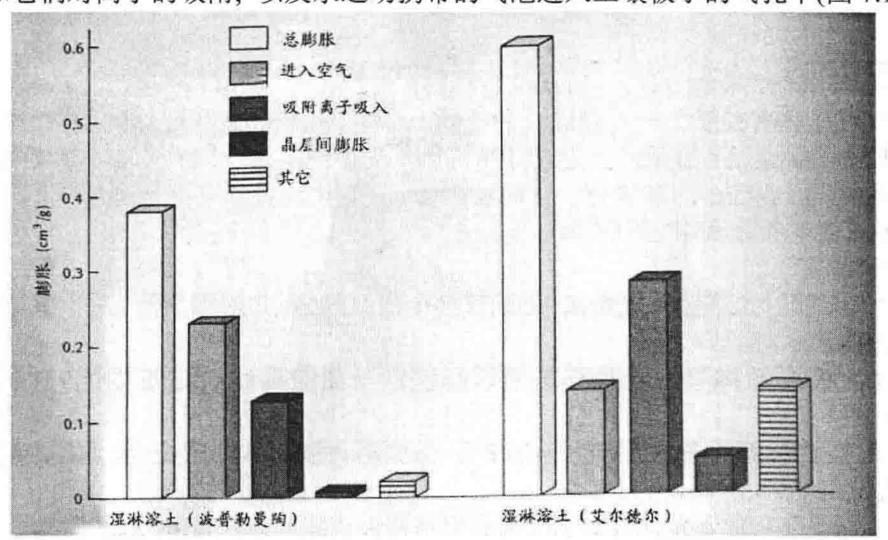


图 7.18 两种土壤湿时的总膨胀作用(膨胀) 和各种因素占膨胀的比例，艾尔德尔(Iredell)土壤含 63%蒙脱石和蛭石，膨胀性强于波普勒曼陶(Poplimento) 土壤，它只有 15%以上两

种粘粒, 注意吸收的吸附性离子, 水分和进入的空气是主要的膨胀因素。[绘图 Parker 等(82)]。

显然, 膨胀性、粘结性和可塑性是紧密相关的。这不但决定于土壤中混合粘粒的存在和占优势的吸附性阳离子, 而且还决定于腐殖质的性质和数量, 它们拌随着无机胶体。土壤的这一性质极大地反映了土壤结构的发育和稳定性,这是前面(见 4.10 节) 已经强调的。膨胀性、收缩性、粘结性和可塑性, 当土壤吸水和干旱胶水会造成路基和建筑基础的不稳定性, 这是值得注意的。

分散作用和凝聚作用 当地粘土样品放入园筒中振荡, 粘粒部分就会趋于分散, 粉和砂就沉于底部。分散作用是具有负电荷相互排斥, 颗粒之间相互独立的运动过程。胶胞联系的大量水分子和吸附的阳离子可以促进分散作用。

高水化的一价阳离子如 Na^+ 被胶胞把持不太牢固, 因此能增强粘粒的分散作用, 把持得牢固的阳离子如 Ca^{2+} 和 Al^{3+} 能降低粘粒的分散作用。显然, 这些把持松驰的 Na^+ 不能有效地降低胶胞的负电性。因此, 各个胶胞仍继续可保持相互分散的作用和状态。

钠饱和粘土负电性的分散作用在被其它离子取代后可以降低, 如 H^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 和 Al^{3+} 加入简单的盐, 从而增加阳离子浓度在胶胞周围, 也能降低胶胞负电荷的效应(7.9 节), 降低土壤 PH 是减小负电性的另一个方法。

每一种这些方法都能促进分散作用的相反过程一凝聚作用, 从农业观点来讲, 凝聚作用是有益的, 因为它是形成稳定性团聚体和团粒结构的第一步, 一般阳离子对土壤胶体的凝聚作用力大小顺序是 $Al^{3+} > H^+ > Ca^{2+}$ 、$Mg^{2+} > K^+ > Na^+$ 。进一步说, 湿润和半湿润区域土壤, 胶体复合体是由铝、氢占优势, 半干旱区钙离子含量很高, 所有这些阳离子都能促进凝聚作用。

在干旱区含钠水的累积和蒸发, 造成 Na^+ 在土壤交换复合体中占优势, 消除了大孔隙, 使土壤不透气不透水, 大部分植物不能生长在这样的条中下, 只有 Na^+ 被代换淋出后, 作物才能正常生长。

这很清楚, 以上六种胶体性质的讨论有重大的意义在耕作土壤实际管理中, 土壤结构的田间控制必须重视它们。值得回顾, 耕地结构管理的有关讨论重新用胶体的观点。

7.16. 结论

土壤化学物理性质主要受胶体质的控制, 土壤中无机和有机胶体的类型, 吸收阳离子和交换性养分的能力变化极大, 通过这些可以从物理性质上控制农业和非农业的用途。这是非常重要的, 我们学习和掌握了这些胶休物质, 我们就能够更好地理解它们的彼此不同点, 这也是我们正确利用它们的第一步。

思考题:

7.1 描述的"土壤胶体复合体"表明其各个组成部分,并解释为什么提供植物营养素的服务像"银行". (答案: 略)。

7.2. 你是怎样考虑蒙脱石表面积的差别与晶粒高岭石粘粒相比?(答案: 大, 小) 。

7.3 . 对比不同结晶结构的在高岭石,蒙脱石,细粒云母,蛭石,绿泥石之间的不同. (答案: 略) 。

7.4 假设你发现重大代换发生在铝氧三八和硅氧四面体片在 2:1 型矿物理论.在铝氧三八片镁占优势,0.2 等当量铝已经取代 1 化学相等数量的镁. 在硅氧四面体片,相当于 0.2 当量铝已经取代硅, 你会预期胶体产生负电荷还是正电荷? 你会期望找到这种矿物

土壤？说出原因答案.

(答案：略)。

7.5.按4个胶体腐殖质，蒙脱石，高岭石，铁，铝氧化物在两个pH值为4.0和8.0化学性质特点．你又怎么能期望他们能比较每个PH水平值(一)负电荷大小(二)正电荷大小，(三)阳离子交换容量?(答案：略)。

7.6.有两个基本过程，通过原生矿物风化，通过硅酸盐粘土形成．哪一个是对如下的形成负责：(a)细粒云母及(b)高岭石白云母? (答案：略)。

7.7.何种硅酸盐粘粒矿物很可能会发现(一)热带(二)干旱和半干旱的温带地区及(c)温带潮湿地区?(答案：域土壤差异 湿润和半湿润热带的排水良好和风化良好的氧化土偏向于铁和铝的各种含水氧化物为主，这些粘粒还分布在美国东南的老成土占优势。一般高岭石为主的硅酸盐矿物在老成土(表 7.4) 和还发现拌有氧化物矿物在热带地区。)

7.8.何种硅酸盐黏土矿物或多或少要求，**(如果您有兴趣在)在以下情况下：(a)良好了基础建设，(b)高的阳离子交换容量(C)一个来源充足的钾，及(d)土壤硬土块，形成春耕后?**(答案：略)。

7.9．哪种硅酸盐粘粒你最有可能找到在变性土？解释? (答案：母质对粘粒的分布有强烈的影响，可以在亚拉巴马、密西西比和得克萨斯三卅的"黑土带"的变性土中看到，这些土壤颜色黑，发育于富含盐基的母质，以蒙脱石类粘粒占优势。周围土壤发育母质不同，主要是高含量的蒙脱石和氢氧化物，这些粘粒还代表了湿润温带地区，中印度和苏丹也存在相似的情况。)

7.10．在下列哪种你或多或少期望得到粘着和可塑性，当湿度为(一)土壤大量钠饱和在半干旱区，(二)高土壤交换性钙在温带半湿润区，及(三)有良好的风化酸性土壤，在热带地区．解释你的答案。 (答案：略)。

7.11．阳离子交换容量是40 cmol /公斤土壤净负电荷是多少？解释.(答案：案案 阳离子交换量(CEC) 是可表达成单位质量吸附正电荷的摩尔数，CEC 的数量也是表示的浓度。我们可以用每公斤土壤厘摩尔阳离子数(cmol/kg) 来表示。因此，如果土壤的阳离子交换量为 10cmol/kg，就是1公斤土壤，可以吸附 10cmolH^+ 离子，例如，也可用 10cmol 其它一价阳离子来交换，如钾和钠或与二价离子如Ca^{2+} Mg^{2+}，在每种情况下都是1公斤土壤10厘摩尔的负电荷吸附10厘摩尔的正电荷。这里可以是H^+、K^+、Na^+、NH_4^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Al^{3+} 或其它阳离子。40cmol / kg 是 40 厘摩尔负电荷)。

7.12. 假设 4cmol/kg Ca^2+从交换复合体被替换了被 $H,^+$。多少 H^+在 cmol 中在过程中将被吸附？解释。(答案:4cmol / kgCa^{2+}　　交换 8 厘摩尔 H^+)

7.13.土壤含 4%腐植质、10%蒙脱石、10%蛭石和 10% Fe，Al 氧化物。什么是它的近似阳离子交换容量？(答案: 蒙脱石、蛭石)

7.14. 某地块，土壤阳离子交换量为 30.m.e/100g，其中钙、镁、钾分别占有 80%、15% 和 5%,计算容重为 1.20，耕层为 0.2 米，一亩耕地这三种离子养分含量是多少 kg?

解:(一). 钙的 kg 数

(1). 1 亩耕地土重=666.7x0.2x1.2=160 吨

(2). 钙离子 kg 数:30.m.e/100gx80%=24.m.e/100g=240.m.e/1000g=240.e/1000kg

∵钙的当量=40/2=20　　钙的重量=240e/1000kgx20g/e=4800g/1000kg=4.8kg/1000kg

4.8kg/1000kgx160T=768kg

(二). 镁的 kg 数

30x0.15=4.5.m.e/100g=45e/1000kg

45e/1000kgx24/2=540g/1000kg=0.54kg/T

0.54kg/Tx160T=86kg

(三). 钾的公斤数:

30.m.e/100gx5%=1.5.m.e/100g=15.m.e/1000g=15.e/1000kg

15e/1000kgx39/1=0.585kg/T

0.585kg/Tx160T=93.9kg

7.15. 已知某地块阳离子交换量为 20cmol/kg,, 其中 Ca^{++},K^{+} 分别为 50%和 5%,计算容重为 $1.2T/m^{3}$，

耕层为 0.20m, 每公顷耕地交换性养分离子 Ca^{++} 和,K^{+} 的含量为多少 kg?(Ca =40 k=39)

(一). 按摩尔算法计算钙离子公斤数:

(1). 1 公顷土重=10000x0.20x1.2=2.4x1000000kg

(1cml/kg=1m.e/100g ∵ 1mol=100cml 1kg=1000g 1.e=1000.m.e. 1cmol=10.m.e

∴1cmol/kg=10cmol/100g=1.m.e./100g)

(2) 1 公顷钙的 cmol 数 .20cmol/kg x 2.4x1000000=4.8x10000000cmol

又∵1mol 钙=100cmol 钙

(3).1cmol 钙=40/2/100=0.20g

(4).1 公 顷 钙 的 kg 数 4.8x10000000cmolx50%x0.20g/cmol=4.80000000cmolx0.10g/cmol=4.8x1000000g=4.8x1000kg 钙离子.

(二) 按摩尔算法计算 1 公顷钾的重量

.1 公顷钾的公斤数∵1cmol 钾离子/kg=0.39g/1cmol

∴20cmol/kgx2.4x1000000kg=4.8x10000000cmol

∴1cmol 钾/kg=0.39g/cmol

∴钾的重量=4.8x10000000cmolx5%x0.39=936kg

(三).按毫克当量算法算钙离子 kg 数

(1). 1 公顷土重=10000x0.20x1.2=2.4x1000000kg

(2)20.m.e/100gx50%=10.m.e/100g=100.m.e/1000g=100.m.e/kg

100.m.e/kgx40/2 =2g/kg

(3). 1 公顷钙的 kg 数:2g/kgx2.4x1000000kg=4.8x1000kg. 钙离子

第八章　土壤反应：酸度和碱度

或许土壤溶液是最显著的特征是它的反应, 那就是它的酸性、碱性和中性。微生物和高等植物对土壤反应非常敏感, 因为它们的化学环境受土壤反应很大的控制。

土壤酸性在雨水十分充分而足以把大量交换性盐基(Ca^{2+}、$Mg^{2+}$$K^{+}$和 Na^{+})从土壤表层淋洗出去的哪些地区, 是常见的。土壤酸性如此普遍, 对植物影响又如此明显, 因此成为经常讨论的土壤特征之一。

当土壤有比较高的盐基饱和度时, 就产生了碱性。特别是在钙、镁和钠的碳酸盐存在时, 也使土壤中 OH^{-}离子多于 H^{+} 离子。在这样的条件下, 土壤呈碱性, 特别有碳酸钠存在时, 碱性表现更强, 一般可达 PH9—10。当然碱性土壤是大部分干旱和半干旱地区的特点。

碱性土壤将随酸性土壤之后讨论。

8.1. 氢和氢氧根离子的来源

氢离子和铝离子这种吸附性阳离子是构成土壤酸性的最大原因，但这两种离子产生影响的机制决定了土壤酸度和来源与土壤胶体的性质。

强酸性土壤 在强酸性土壤条件下(PH 小于 5)，很多铝成为可溶态(图 8.1)，并且它们被有机物紧紧地复合在一起，或者呈铝或者呈氢氧铝的阳离子形态出现，交换性离子是被土壤负电荷选择性吸附的阳离子，在低 PH 值下，这些胶体主要是带永久负电荷的 2：1 型硅酸盐粘粒.

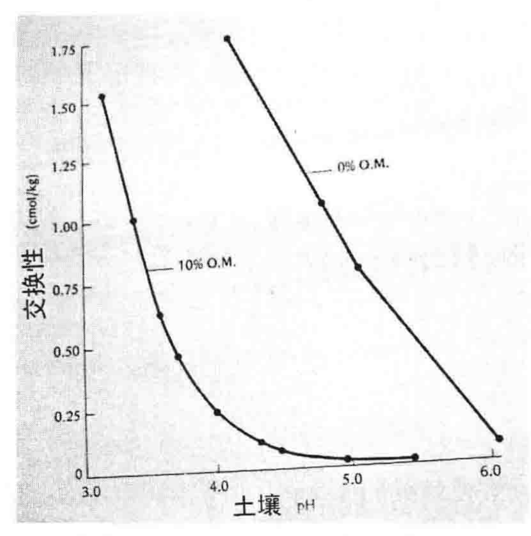


图 8.1. 土壤 PH 对砂混合物(O%,O.M) 和土泥炭混合物(10%,O.M) 交换性铝的影响。显然，有机质和铝相互作用帮助改善植物生长在低 PH 值和高有机质土壤上。

吸附性铝与土壤溶液中的铝离子处于平衡状态,通过进入土壤溶液的铝离子水解倾向，增加了土壤的酸性。一个简单的反应，说明吸附性铝是如何增加土壤溶液的酸度的。

$$\boxed{胶核}\ Al^{3+} \leftrightarrow Al^{3+}$$

吸附性铝　　　　**（土壤溶液）铝离子**

土壤中的铝离子按下式水解：$Al^{3+}+H_2O \rightarrow Al(OH)^{2+}+H^+$

因此释放出的 H^+ 使土壤溶液 PH 很低，大多数强酸性土壤中这是氢离子的主要来源。

强酸性土壤中吸附性氢是氢离子的第二个来源。很多氢离子同一些铁离子和铝离子一起，通过供价键被吸附在有机质和粘土矿物结晶的边缘上，它对土壤溶液的酸度只有适度的贡献(见 7.9 节)，只有在腐殖质的强酸性基团上和粘粒上的一些永久电荷上所吸附的氢离子是可交换的。这种氢离子与土攘溶液的氢离子处于平衡状态。下列简单方程式表明吸附性氢释放进入土壤溶液：

$$\boxed{胶核}\ H^+ \leftrightarrow H^+$$

吸附性氢　　　　土壤溶液中氢

由此可以看出，吸附性氢和铝都能增加土壤溶液中的氢离子的浓度。

中等酸性土壤 铝和氢的化合物亦是这些土壤溶液中氢离子的来源，但是它们的机制

不一样，这些土壤的 PH 在 5. 和 6.5 之间。它们较强酸性土壤、中性土壤有稍高的盐基饱和度和 P 值，铝不以 Al^{3+} 形式长期存在，而如下反应转变为羟基铝离子：

$Al^{3+}+OH^{-} \leftrightarrow Al(OH)^{++}$

$Al(OH)^{++}+OH^{-} \leftrightarrow Al(OH)_2^{+}$

羟基铝离子

有些羟基铝离子是被吸附的，表现为可交换性阳离子。正如强酸性土壤中铝离子一样，它们与土壤溶液处干平衡状态。羟基铝离子在土壤溶液中由于如下的水解反应而能产生 H^+,仍以最简单的羟基铝离子为例： $Al(OH)^{++}+H_2O \rightarrow Al(OH)^{+}_2+H^+$

$Al(OH)^{+}_2+H_2O \rightarrow Al(OH)_3+H^+$

在一些 2:1 型粘土矿物中，特别是蛭石，羟基铝离子(以及羟基铁) 离子起另外的作用，它们移入到结晶单元之间，而被牢固地吸附着。在这种情况下，它们妨碍晶格间的膨胀，和阻塞了一些交换点。增高土壤 pH 可以除去这些羟基铝离子，结果被阻塞的交换点被释放出来，这样羟基铝离子对土壤胶体的“pH一因变” 电荷起了部分作用。

在中等酸性土壤中，吸附性少量氢对土壤溶液也提供了 H^+。如同强酸性土壤的方式一样，被永久电荷所保持的可交换的氢产生溶液中的氢离子。一些通过供价键被有机质和粘土矿物牢固吸附的氢离子随着 pH 的升高易于释放出来。这些与前述的 pH 因变点有关(见 7.9 节),H^+ 进入土壤溶液可用下式说明：]

胶核 H^+ H^+ $+Ca^{2+}$ → 胶核 Ca^{2+} $+2H^+$

键联氢(不离解) 交换性钙 土壤溶液中氢

上述反应再次说明胶体对土壤溶液的 pH 起着控制的作用，如同铝离子和一些盐基离子作用相同。

中性至碱性土壤(pH7 和以上) 中性至碱性土壤不再受氢离子和铝离子的控制作用，永久电荷交换位主要被交换性 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和其它盐基性阳离子占据，氢和羟基铝离子就大量被置换，大部分羟基铝离子转变为三水铝石，其反应如下：

$Al(OH)_2^{+}+OH^{-} \rightarrow Al(OH)_3$

（不溶性）

三水铝石

大部分的 PH－因变电荷能进行阳离子交换，由此释放出的氢离子进入土壤溶液，并与 OH^- 形成水。氢离子的位在交换复合体上 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和其它盐基离子所占据。

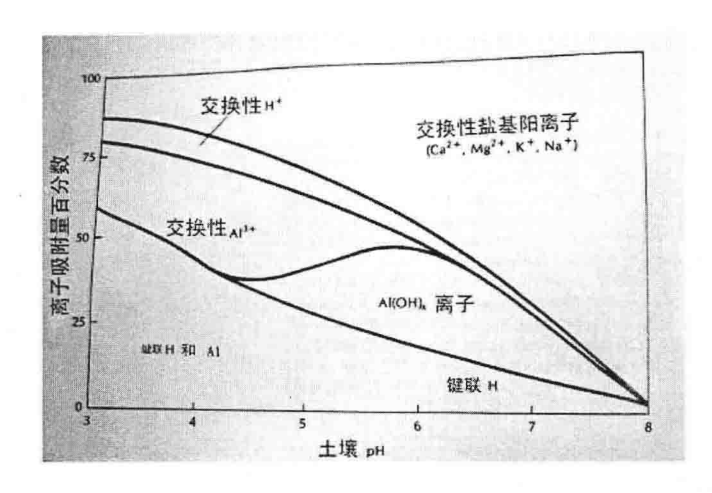


图 8.2. 土壤 PH 与土壤胶体所吸附性阳离子之间的一般关系。在强酸性条件下，交换性铝离子和键连 H 和 Al 占优势。在较高 PH 值条件下，交换性盐基占优势。但中间 PH 值羟基铝离子如 $Al(OH)^{2+}$和 $Al(OH)^{+}$ 是显著的。这个图式适用于于一般情况。任何特定的土壤，它们分布情况将会改变。

土壤 PH 和吸附性阳离子的关系 图 82. 描述了假设的土壤中离子的分布情况与 PH 的关系。该图表明，胶体周围占优势的交换性电荷随 PH 变化而变。仔细研究它要注意，对任何特定的土壤，离子的分布可能是很不相同的。

图 8.3 表明在一个泥炭土和以 2：1 型粘土矿物占优势的土壤中 PH 值对盐基 Ca^{2+}、Mg^{2+} 和其它盐基离子与 H 和 Al 分布的影响。注意矿质土壤的交换性复合体以永久电荷占优势，在有机质土大部分吸附作用是由于 PH 因变电荷。因此，有机质土的阳离子交换量随 PH 降低而迅速减小，而 2：1 型粘粒减小的在这一情况下就小。pH 对阳离子交换量的影响，高岭石类相应的粘粒和有机质土相秋。

注意图 8.2 和 8.3. 是两种形态的氢和铝，哪些被 PH1－因变电荷点(共价键) 牢固吸附着的称为 H、Al。而相反，哪些胶体上和净负电荷相联的氢和铝离子是交换性的。虽然只有交换性离子可以瞬间影响土壤PH值，但两种形态含量决定了要改变土壤PH值需施用多大量的石灰(见 8.2 节)。

构成土壤酸度的因素远非那么简单，同时两组主要元素有控制作用，氢离子和不同的铝离子[(Al^{3+}、$Al(H_2O)^{3+}$ 等)] 产生酸度，大部分其它阳离子则起干扰作用，这个简单的论述是值得记住的。

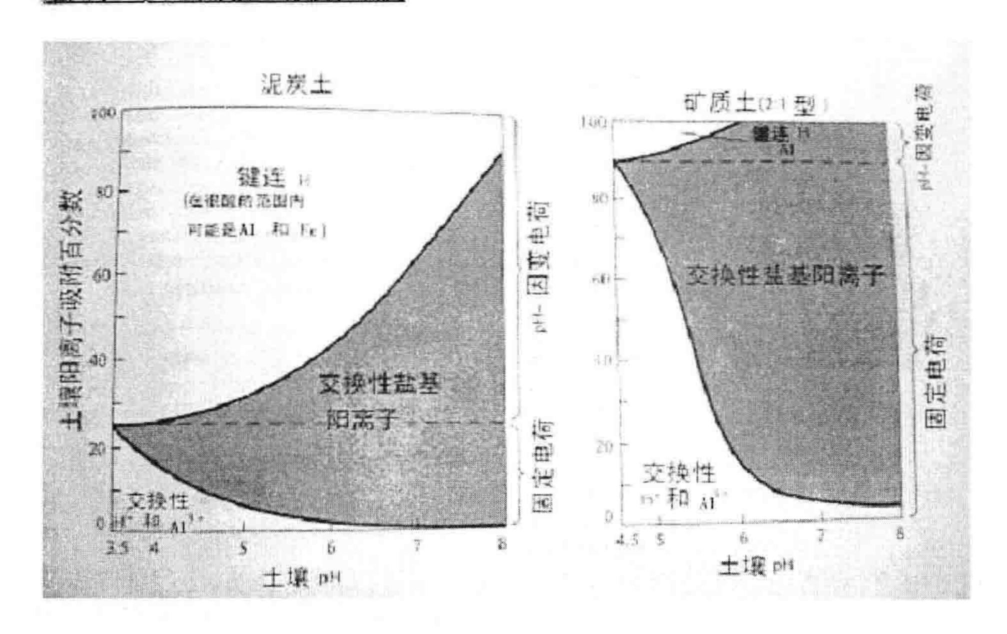


图 8.3.pH 值和吸附性氢、铝和盐基阳离子之间的关系，土壤为有机泥炭土和 2：1 型硗酸盐粘粒占优势的矿质土。注意矿质土固定电荷占优势，有机质土为 PH－因变电荷，泥炭土的阳离子交换量(cec)(交换性阳离子之和) 随 pH 降低而这迅速减小。[资料引自 Mehlich(1964)]。

氢氧离子的来源 如果石灰性物质象 $Ca(OH)_2$ 施入酸性土壤，如果酸性土壤中吸附性氢和铝被其它阳离子如钙、镁和钾代换，土壤溶液中氢离子浓度就会减少,OH^-的浓度就会增加，因为氢和氢氧离子之间呈负相关。因此盐基离子可以直接成为土壤胶体吸附性 OH^- 的来源，例如：

$$Ca^{2+}\boxed{胶核} \quad +2H_2O \quad \leftrightarrow \quad H^+H^+\boxed{胶核} \quad +2Ca^{2+}+2OH^-$$

(土壤固体)　(土壤溶液)　　　　　　(土壤固体)　(土壤溶液)

在盐基离子高度饱和的土壤,OH^-离子含量高，土壤 pH 值极限决定子盐基阳离子和 H^+ 的相应比例，和吸附性铝离子，这将在 8.3 节中讨论，这以相对比例可以用盐基饱和百分数来表示。

8.2. 土壤酸度分级

按三种酸度进行讨论：(a) 活性酸，土壤溶液的氢离子浓度称作活性酸度。(b) 盐交换性酸，有代表性的是氢和铝，它们极易交换和其它阳离子。以纯非缓冲盐溶液如 KCl 为代表。(c) 残全酸度，它可以用石灰中和或其它碱性物质，但不能用盐交换方法。很明显，这种酸度是土壤的总酸度之和。

活性酸度 在任何时间所测定的土壤溶液 H^+ 离子活度称作活性酸度。当然 H 离子具有的酸度量很小，和交换性酸及残余酸度比较，例如一公顷矿质土壤平均 PH 值为 4，含水量为 20%的土壤活性酸只需要 2kg 的碳酸钙与之中和，可见，氢离子浓度所拥有的酸度非常之小，这很重要，因为这一环境易影响植物和微生物。

盐代换性(交换性) 酸 这种酸主要是吸附的交换性铝和氢在强酸性土壤中(图 8.2)，被非缓冲性盐交换(中性盐) 释放进土壤溶液所形成的酸，如 KCL：

胶核 Al^{3+} H^{+} +4KCl ↔ 胶核 K^{+} K^{+} K^{+} K^{+} +$AlCl_3$ +HCl

(土壤固体) (土壤溶液) (土壤固体) (土壤溶液)

在中等酸度土壤，易交换性铝和氢的量等于石灰施用量(图 8.2)，当然，即使在这种土壤，中合这些酸度量的石灰需要量通常是活性酸土壤溶液中合需要量的 100 倍。

给定 PH 值，交换性酸通常高的有蒙脱石，中间的有蛭石，低的有高岭石，当然在任何情况下，这都是土壤总酸度的一部分，下节我们将要讨论。

残余酸度 残余酸度是活性酸和交换性酸中合后仍保留在土壤中的酸度。残余酸度一般是羟基铝离子、氢和铝原子结合的酸，它们被有机质和硅酸盐粘粒键联成非交换态(图 8.2)，如果加入土壤石灰,PH 值增加，羟基铝离子变成无电荷的三水铝石，反应如下：

$$Al(OH)^{2+} \xrightarrow{OH^-} Al(OH)^{+}_2 \xrightarrow{OH^-} Al(OH)_3$$

另外，随着 PH 的增加，键连氢和铝可以被石灰中的钙和镁释放[如以 $Ca(OH)_2$ 为例的石灰物质反应]： 胶核 Al H +2$Ca(OH)_2$ → 胶核 $Ca^{2+}Ca^{2+}$ +$Al(OH)_3$+H_2O

键连 H 和 Al 交换性 Ca^{2+}

非交换态

残余酸度通常大于活性酸和盐交换性酸，对残余酸度作保守估计在砂土中它为土壤溶液或活性酸的 1000 倍之多，在有机质高的粘土它可以是活性酸的 50000 倍至 100000 倍。用石灰中合土壤剩下部分的残余酸通常需 4—8T 每公顷耕层,(1.8—3.6T/平方英亩)。险而易见，计算土壤石灰需要量土壤溶液的 PH 值只不过是“冰山一角”。

8.3. 土壤反应的胶体调控

上节我们清楚地图解了土壤 pH 胶体调控，这一控制实施主要通过(a) 阳离子交换量(cec) 比例，即盐基离子饱和度,(b) 胶核的性质,(c) 吸附盐基的种类,(d) 土壤溶液可溶盐的水平。

盐基饱和百分数 CeC 百分数是盐基饱和量术语为盐基饱和百分数：

盐基饱和%= 交换性盐基阳离子(cmol/kg) /cec(cmol/kg)

图 8.4 盐基饱和度百分数为 50、80 和 80 的三种代表性土壤。第一种为粘壤土。第二种和第三种为盐基饱和极限相同的土壤，都只有 10cmol/kg。注意土壤的 PH 和盐基饱和度的大小有极大相关性，而且还要注意，砂壤土(右) 有较高的 PH 值，比酸性粘壤土(左)，而且粘粒有较多的交换性盐基。

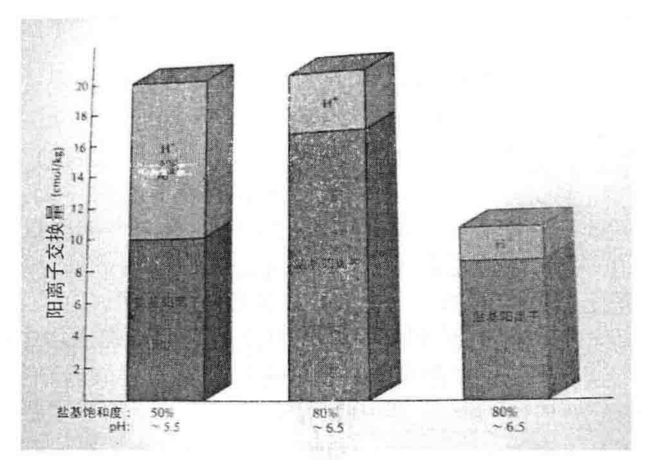


图 8.4. 能够帮助解释这一关系。低盐基饱和百分数意味着酸，当盐基饱和度达 50—80%将产生中性和碱性。通常，湿润区土壤硅酸盐粘粒和腐殖质占优势，当盐基饱和百分数大小低于 80，就呈酸性，而当盐基饱和百分数在 80%以上，通常为中性和碱性。

胶核的性质 在盐基饱和度相同的条件下，不同类型的胶体将会有不同的 PH 值。这是因为各种胶体供给土壤溶液中氢离子的能力不同。例如从蒙脱石解离所吸附的远高于从 Fe、Mn 氧化物解离的氢，因此蒙脱石占优势的土壤其 pH 值明显低于在同样盐基饱和度下的氧化物,吸附氢的解离对 1:1 型硅酸盐粘粒和有机质的解离处于蒙脱石和氢氧化物之间。

在酸性土壤中，土壤胶体间的互相作用，特别是含有铁、铝的化合物，明显影响盐基饱和度和 pH 间的关系。这一关系我们将在缓冲性一节(见 8. 4. 节) 讨论。

吸附盐基离子的种类 影响土壤 PH 的另一个因素是存在于胶体复合体上特殊盐基的相对量，土壤中钠饱和的土壤比钙、镁饱和土壤 PH 值高得多，因此在盐基饱和度为 90%的情况下，钙、镁、钾和钠的比例为 10：3：1：1 的 PH 要比 4：1：1：9 的低，前一种情况，钙占优势，后一种情况，钠钙复合体中钠占优势。

中性盐溶液 在土壤溶液中有中性盐存在，象钠、钾、钙、镁的硫酸盐和氯化物盐，有增加溶液中 H^+ 离子活度的活度的趋势，因而降低土壤 PH 值。例如钙的氯化物盐($CaCL_2$)就能稍微增加土壤中的酸，其反应如下：

H^+H^+ [胶核] $+Ca^{2+}$ $+2Cl$　　↔　　Ca^{2} [胶核]　　$+2H^+$ $+2Cl^{-]}$

（土壤固体）（土壤溶液）　　　　（土壤固体）　（土壤溶液）

显然土壤溶液中 H^+离子的数量增加了。

中性盐的增加也能降低碱性土的 PH 值，但机制则不同。碱土中，盐可以限制胶体上饱和的盐基阳离子解离，例如钠的氯化物(NaCL)，在钠饱和度较高的土壤中，能促进反应向反向进行如下：

Na^+ [胶核] ＋ H_2O　　↔　　H^+ [胶核] $+N_a^+$ $+OH^-$

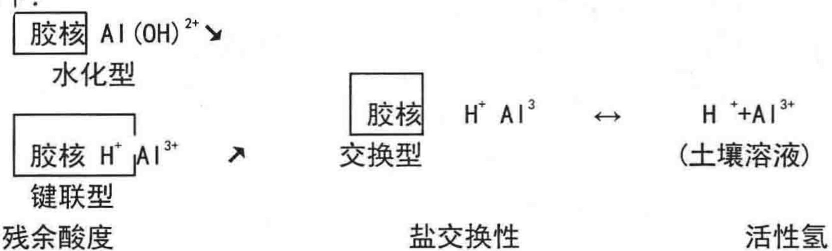
(土壤固体)(土壤溶液)　　　　(土壤周体)(土壤溶液)

增加的盐中钠离子推动反应向左进行，因而降低了土壤溶液中 OH^-的浓度，从而增加了 H^+ 离子。这一反应在干旱区域的一些碱性土壤被认为是有实际的重要性，因为这可保持该 PH 值不至上升到危害的水平。同时，土壤溶液的渗透势，由于增加盐而降低，土壤水对植物的有效性减少。

正如刚才的讨论，土壤溶液的反应受四种不同和不一致的因素的影响，在随意条件下比较的土壤 pH 值和盐基饱和度百分数之间不总是预期严格的相关性，即使起源、质地和有机质含量相似的土壤，其相关性也是租略的。

8.4. 土壤的缓冲性

如前所指出的，对土壤溶液 PH 的变化存在着一种特殊的抵抗力，这种抵抗力称为缓冲性。这可以用活性酸、盐交换酸和残余酸之间的简单平衡(图 8.5) 来解释，这一关系可说明如下：



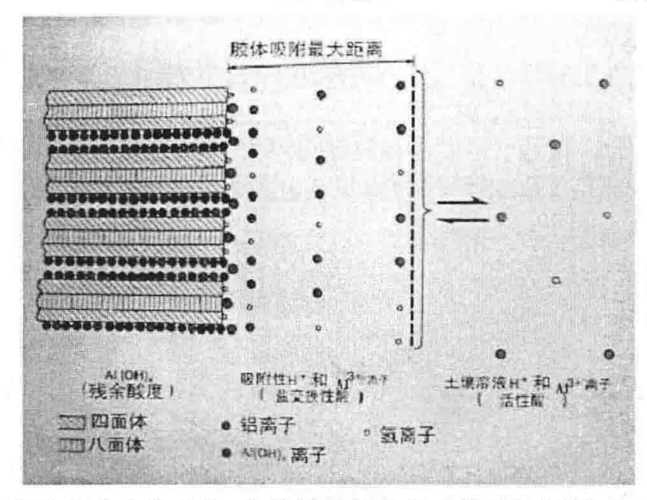


图 8.5.2：1 型胶体上残余盐代换(交换性) 酸度和土壤溶液活性酸度间的平衡关系。注意即使所示的仅是粘粒结晶的一小部分。但是吸附性离子的数目远多于土壤溶液中数目。Al(OH) x 离子是被紧紧束缚在层间非交换性离子。要记住铝离子通过水解，也对土壤溶液提供氢离子。很明显，仅仅中和土壤溶液中的氢和铝离子效果是小的。它们会被胶体所吸附的离子迅速交换，这意味着高的缓冲量。

假定加入足够石灰物质来中和土壤溶液的氢离子，上述反应立即改变向右进行，以产生对土壤溶液 PH 值变化的抵抗，换句话说，以缓冲出现的影响，在没有足够的石灰加入以显著中和盐交换酸度和残余酸度以前,PH 值的上升甚微(见图 8.6.)。

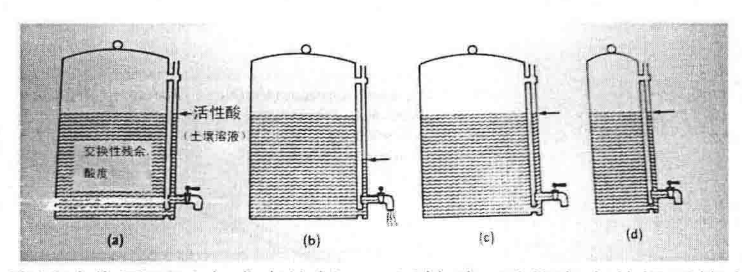


图 8.6. 土壤缓冲作用可以咖啡壶比拟(a). 活性酸，以装在壶外提示管中的咔啡来表示，是少量的。(b) 当氢离子移出，酸度很快下降的过程对于活性酸的变化具有重的缓冲力。另一土壤有同样酸度(PH) 水平，但交换酸和残余酸很少。(d) 表示含有较低的缓冲容量。

这个抵抗 pH 改变的能力，在防止土壤 PH 迅速下降有着同样的重要性。当氢离子在有机质腐解作为有机酸形成和温度变化土壤溶液中氢离子浓度提高时，在这种情况下，上述平衡反应将立即改变方向向左进行，更多的氢离子变为被胶核所吸附，这个时候土壤溶液 PH 降低也很小。

这两个例子清楚地表明缓冲性的原理，另外也说明缓冲容量的基础在于胶体复合体上吸附性阳离子。氢离子和铝离子同吸附性金属离子一起不仅间接地控制着土壤溶液的 PH 值，而且也大大地控制了缓冲性。

8.5. 土壤的缓冲容量

在其它因素相同的情况下，土壤交换量愈大，它的缓冲量亦愈大。这是因为有较多的潜在酸必须中和掉，以影响盐基饱和度有一定的升高或降低。因此，土壤粘粒和有机质含量愈高，要求需要更多的石灰才能使土壤 PH 值有所改变。

缓冲曲线 不是在所有的盐基饱和度范围内，土壤的缓冲容量都是一样的，如图 8.7 的滴定曲线所看出的，这是用大量佛罗里达州土壤做出的,来说明这一点。注意这些土壤缓冲度最高在 PH4.5 和 6.0，在这一范围内相对变化不大(缓冲客量从 PH6.O 以上减少至 PH4.5 以下) 这说明土壤 PH 从 5.O 至 5.5 和 5.6 至 6.0 需要大致同量的石灰。

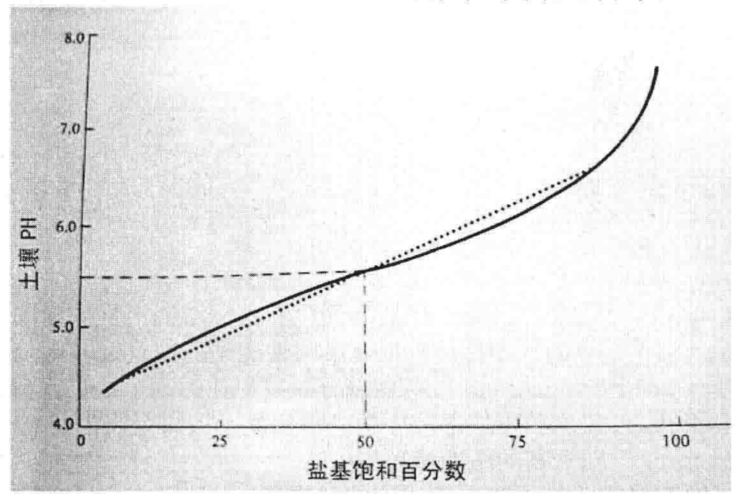


图 8.7. 佛罗里达土壤大量数据的理论滴定曲线，虚线表示缓冲性最大范围，最高的缓冲能力发生在盐基饱和度接近 50%时。{引自 Peech(1941)}

滴定曲线的变化 PH 值和盐基饱和百分率关系的变化未于胶体的不同(见图 8.8)，在一定盐基饱和百分数上，在高氢氧化物含量时 PH 为正常的高，高岭石为中等,2：1 型物则轻低。很明显，粘粒类型明显地影响着 pH 值和盐基饱和度之间的关系。

铝和铁化合物影响着土壤的缓冲性，例如在低 PH 条件下,Al^{3+} 和氢氧化铝离子相互反应，被硅酸盐粘粒和腐殖质的交换位束缚或堵塞,因此降低了胶体的 cec。如果土壤施过石灰，这些离子移出，该 cec 增大，并且更多的钙和镁和其它盐基离子被吸附。需用石量的净增加量，就是需要增加 PH 值的量。因为铝化合物的存在能增加土壤的缓冲性。

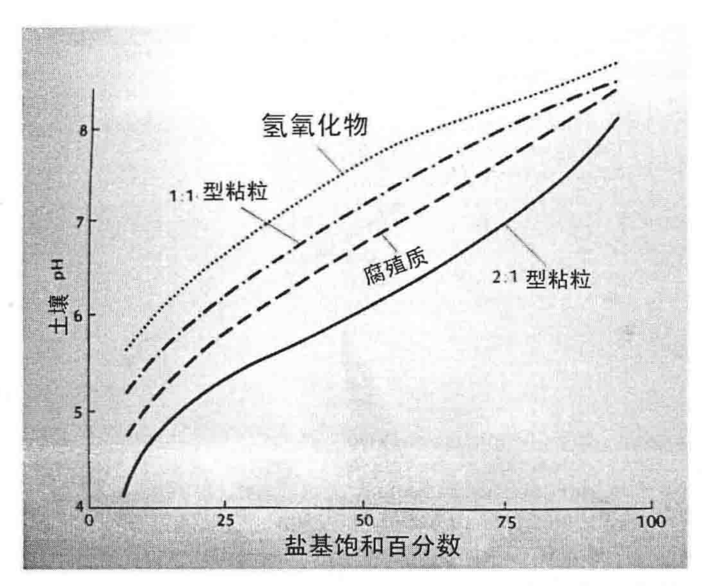


图 8.8. 典型的土壤胶体的理论滴定曲线。在给定盐基饱和度百分数下，氢氧化物显示高的 PH 值，2：1 型粘粒低，1：I 型和有机质在矿质土壤中处中间 PH 值。Al^{3+} 和 Fe^{3+} 离子的反应和 Fe、Al 氧化物硅酸盐粘粒与有机质都明显地影响胶体滴定曲线。

盐基饱和百分数

土壤缓冲作用的重要性 土壤缓冲作用的重要性基于两个原因。第一它能保证有适度稳定的土壤 PH 值，预防强烈的影响会造成对高等植物和土壤微生物的危害。第二，它影响化学改良剂的量，如石灰、硫磺这些常用以政变土壤 pH 值。缓冲作用的确是重要的土壤性质。

8.6. 土壤 pH 的变化

酸的形成因素 在有机质分解的过程中，有机酸和无机酸两者被形成，最简单和最广泛的是碳酸(H_2CO_3)，这是二氧化碳和水作用的产物，碳酸对土壤中矿物的慢慢溶解作用是很大的，并大量移去一些盐基(Ca^{2+}、Mg^{2+} 等）通过溶解和淋洗。大量的强有机酸来源于简单的和较复杂的微生物腐解产物和植物根系分泌物。

土壤中无机酸如 H_2sO_4 和 HNO_3 是氢离子强有力的供应者，事实上，这些酸常常和强酸在一起促进中强酸条件的发育(图 8.9.)，巯酸和硝酸不仅仅是从有机质分解过程中形成的，而且从微生物对含无机硫、氮物质作用中形成，这些物质如元素硫、硝酸铵和硫酸铵。

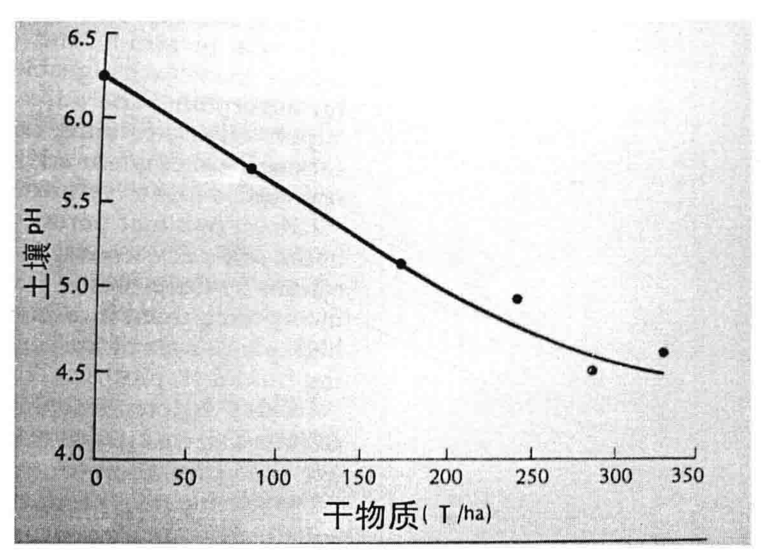


图 8.9 施用大量污泥六年对 pH 的影响,土壤是残留湿老成土(细砂壤土), 由于有机酸和无机酸, 象 HNO_3 , 产生有机质的分解和氧化,PH 降低。

大量的硫酸和硝酸形成于大气中氮和硫的氧化作用, 这些氢和硫来源于煤、气油和其它燃料的燃烧, 在接近大城市和大工业综合体周围。这些物质的降落称为酸雨, 由于它们的 PH 为 4.O 一 4.5, 极端时低于 2.O(见 18. 11 节), 和“正常” 降雨相比较, 大气、二氧化碳平衡时通常为 5.0 一 5.6. 虽然酸雨增加土壤的氢离子不能立即引起 pH 值的变化, 但通过常时期的增加就能够具有很大的酸化作用, 特别对那些缓冲容量低的土壤。

淋洗亦能促进酸化, 因为盐基从胶体复合体上被置换就会被氢和铝离子所顶替, 这一作用导致土壤酸性的发育, 在草地和森林就是这样, 见图 8.10。

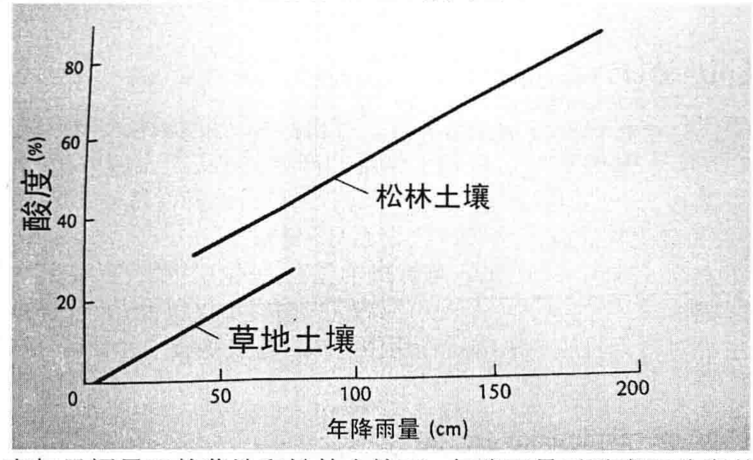


图 8.10. 在加里福尼亚的草地和松林土壤下, 年降雨量对酸度百分率的影响。注意酸度随着降雨量的增加而增加, 注意森林土壤比草地土壤产生更高的酸度。[引自 Jenny(1968)]。

盐基形成因素 任何有利于钙、镁、钾、钠等交换性盐基的保存和积聚的过程都会导致酸度

降低和碱度的增加, 风化过程释放交换性阳离子从矿物中, 并把它们变成可吸附态, 施用含盐基的物质如石灰是供给金属阳离子, 以补充自然供给一种普通措施。灌溉水也含

有哪些阳子盐，这些阳离子被土壤胶体吸附，能增加土壤碱性，有时碱度很高，当 Na^{+} 占优势时。

在通过交换的盐基阳离子而保留在土壤中条件下，能促进土壤PH值上升，例如，通过植物根系带到土壤表面而使这些阳离子再循环，或通过土壤生物搅合到土壤上部，这一再循环

说明了半干旱和干旱地区土壤 PH 值高的原因和湿润热带地土壤变成了强酸性的原因。

在干燥地区，淋洗水不能把矿物风化的大部分金属阳离子移去，因此它们的盐基饱和度通常这友利于作物的生长，当然，当土壤 PH 太高，铁、锰和其它微量元素将会成无效，同样钠为主要的阳离子时，对植物生长将会有负面影响，不仅因为在高 pH 土壤颗粒分散，而且大孔隙就会减少(见 8.18 节。

土壤 PH 的微小影响 有些情况将对土壤的 pH 进行微小的影响，例如随土壤湿度的上升和下降，将引起盐分移入和移出土层，从而影响土壤的 PH 值。同样矿质土壤的 pH 在作物生长季节将会降低这是由于微生物和高等植物的根系产生酸的结果，当土壤温度低时，土壤 PH 往往增加，这主要是认为其间生物活性低。

氢离子的不均匀性 认为土壤溶液的PH值在土壤的不同部位有变化，指出从土壤的一个地方到另一个地方只有数厘米之遥,PH 值就有不同。这一变化是因为土壤中各部位有机质的分布和微生物活性不均。

土壤溶液的变异性在很多方面是很重要的。例如它为微生物活动残落物场所. 提供了样性的分布环境。生物在某一点受到氢离子的不利影响，而在非常近的距离，却找到了适宜的同环境。环境的变异是不同类型的微生物共同生长在正常土壤的部分原因。

8.7. 土壤反应的相关性

土壤反应机大地影响其它的土壤化学性质，也影响生物有机体。从图 8.11. 可以看出一个例子，土壤酸度(和铝害）对大豆根系在矿质土壤中的生长的影响，还有其它的一些例子，在图解中将进一步讨论这一点。

化学性质 土壤 pH 值极大地影响着许多重要化学元素对植物和微生物的有效性,PH 值和盐基阳子(Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+}、Na^{+}),还有 Al^{3+},的一般关系已经作了讨论。同样，如铁、锰和铝元素在低 PH(图 8.12.) 条件下形成毒害水平。已经说到，在高 PH 值铁、锰则是必需的。氮、硫和钼的有效性在低 PH 值受到一些限制，而磷的有效性在 PH 值中性时最大。养分有效性其它形态在 12 和 13 章中讨论。

土壤微生物对土壤酸、碱性的忍性将在第 9 章讨论，可以说，在一般情况下细菌和放线菌在pH中等和较高时最为活跃，真菌有特别的适应力，在广泛的PH范围都能良好繁殖，因此，在多数土壤，真菌的活性在酸性条件下占优势，在中性和较高PH下它们遇到放线菌和细菌的烈竟争。

总之，土壤在中性 PH 值范围内，出现最适宜的生物状况，营养条件适合，不会出现极端情况，磷的有效性也最大。

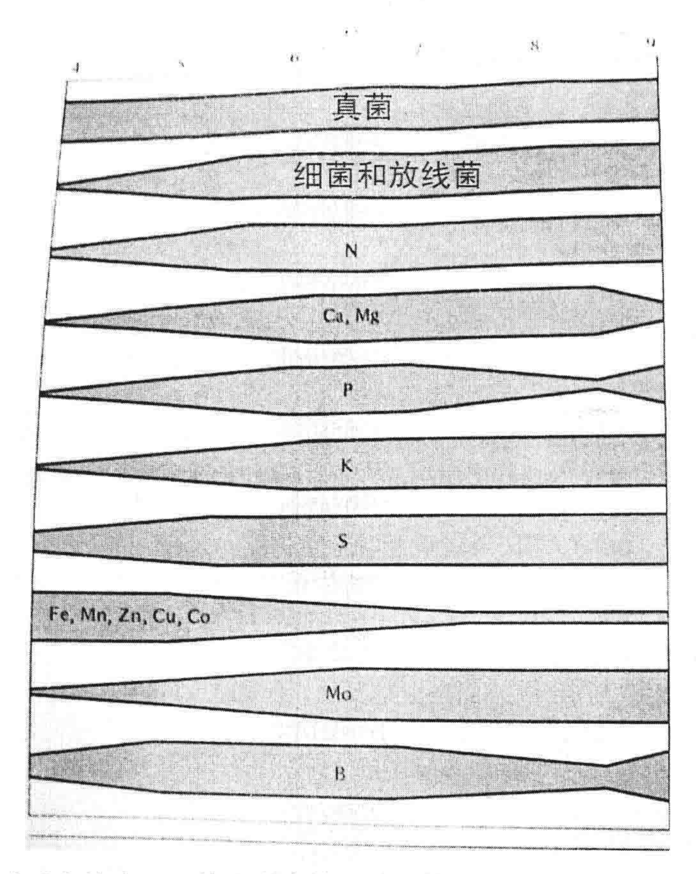


图 8.11. 在矿质土壤中,PH 值和微生物活动和植物营养的有效性之间的相关性，宽带部分表示微生物活性和有效养分最大区域。就整个相关性而言,PH 接近 6—7 的大约范围,似乎促使植物营养最容易变成有效。总之,. 如果土壤 PH 值调节到适合于磷,. 则在多数情况下,. 其它植物营养数量是足够的，这样的有效性将是满意的。

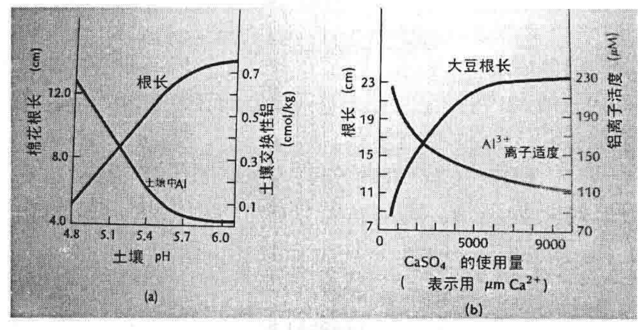


图 8.12. 酸性土壤中高浓度的交换性铝和土壤溶液中的铝对植物根系的危害，施用 $CaSO_4$ 可以减轻危害。(a) 随着 PH 值的增加和交换铝的减少，棉花根系长度增加。(b) 向养分液(PH=2) 施入石膏降低了 Al^{3+} 活度并让大豆根生长大增。[引自(a)Adams 和 Lund(1966)；(b) 引自 Nobel 等(1988)]。

高等植物和 PH 值 植物最适的忍耐酸碱条件(见图 8.13)，例如豆科作物如苜蓿和草木樨生长最好是在中至碱性土壤，大多数湿润区石灰性矿质土壤适合这些作物的生长。

植物大致的耐性顺序	生理条件		
	强酸性和极强酸性土壤（PH<5）	中等酸性范围土壤（PH=5－6）	弱酸性和弱碱性土壤（PH=6－8）
紫花苜蓿　草木樨　芦笋			
菜甜菜　糖甜菜　花椰菜　莴苣			
波菜　红三叶草　蜿豆　甘兰　草地　早熟禾　白三叶菜　胡罗卜			
棉花　梯牧草　大麦　小麦　羊茅属（高草甸）玉米　大豆　杂三叶草　终三叶草　水稻　番茄　野豌豆　粟子　豇豆　胡枝子　烟草　黑麦　荞麦			
红顶草　土豆　剪股颖（除蔓生外）　羊茅属（红的羊茅）			
灯芯草　兰草梅　红草梅　杜鹃花（天然）　杜鹃属（天然）			

图 8.13. 不同反应的矿质土壤上高等植物和生理条件的关系。应该注意到，此相关性非常宽，并以 pH 范围为根据，. 在任何特殊条件下，. 肥力水平与实际关系非常密切，此表格在确定是否需要施用化学改良剂象石灰或硫磺去改良土壤 PH 值非常重要。

杜鹃和杜鹃属在这一尺度的另一端，它们显然需要大量的铁离子，而它的充分有效只有在氐PH值条件下，如果PH和盐基饱和度不能充分地低,. 这些植物就会失绿(叶子黄化)，养分不足的条件的其它症状，象表现缺铁等营养不良症。

多数森林树木似乎能在很广泛的土壤 pH 值范围内生长良好，但它们表现特别耐酸性土壤,. 许多树种特别是针叶林树能增强土壤的酸度。森林作为自然植被而存在酸性土壤地区。

最可庆幸的耕地土壤是 PH 值中性，不酸也不太碱，在这种土壤大多数作物生长良好。因为牧草,. 许多豆科作物,. 禾谷类作物，中耕大田作勿，和大量的蔬菜作物，都包括在这一广阔的耐性组内。适度的土壤酸碱度不影响作物生长，就 PH 值来说,. 似乎从 6.O—7.2 对大多数作物都是有利的。

8.8. 土壤 pH 的测定

土壤 pH 测定是常规分析，而且它的测定既容易又快速。土壤样品从田间采集。pH 值可以直接测定，或将样品带到实验室更精确测定。

电位计法 用 PH 计测定土壤 PH 是最精确的方法，在这一方法中，是将传感器玻璃电极(用甘汞电极作参比电极)置入土—水浑合液中，类似土壤溶液，湿土中 H^+ 活度和玻璃电极给出的电位差，就是土壤的 PH 值,. 这一设备结果稳定,. 操作简便。

传统地 PH 值测定,. 是制备土水悬浮液(通常比是 1：1 或 2：1)，也可做成稀中性盐 KCl 液,. 前者是测定活性酸度，后者结果是盐交换性酸度。

比色法是利用一些有机化合物随 PH 值的增加和减少的颜色变化，范围为 PH3—8，滴几滴变色液与土壤接触，通常是用白色的瓷盘(图 8.14)，然后等几分钟，改变的颜色和色卡进行比较确定近似的 PH 值。

另一个方法是将变色剂饱和的多孔纸条与土水浑合液接触，纸条吸水后颜色变化，指示 PH 值，这种变色法的精度约为 O.2PH 单位。

盐对 PH 值的影响

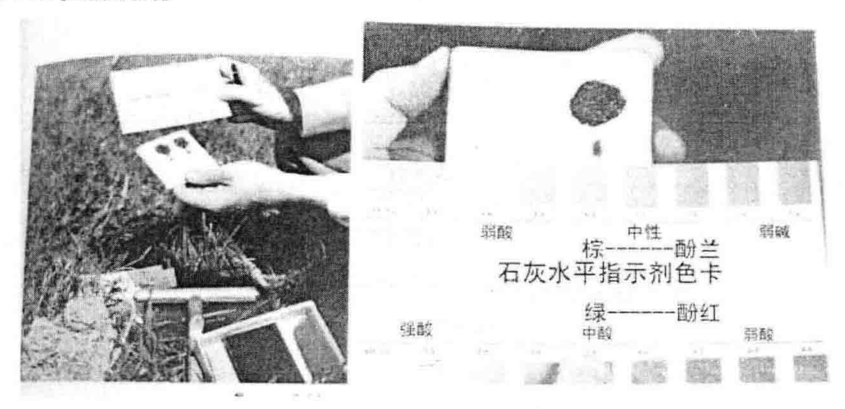


图 8.14..PH 测定的比色法，可在田间被广泛采用。这种方法简单,. 可满足多数的精度要求(照片康奈尔大学纽约州农学和生物学科学院提供)。

只用测定的 PH 值对含可溶盐量大的土壤进行描述意义不太大,. 当土水比为 1:1 或 1:2 时，测定的 pH 值大大高于大田所见。结果盐对土壤 PH 的影响取决于土壤饱和泥浆,. 饱和泥浆的含水量极大接近大田土壤这一测定值更具意义。

PH 值的限制 实验室 PH 的测定可以做得相当精确，但 PH 测定值用来解释大田还须

当心，首先在田间由一个点到另一个点PH有很大的变化，即使在几英寸范围内，肥料的局部作用可能产生很大的变化，而且如果以10g样品为基数做的PH去解释整个大田，包括数百万公斤土壤的管理，就特别小心要让样品错误降低到最小。

既然有这些限制，似乎很奇怪，人们如此信赖土壤PH值。但是PH值和影响土壤和植物的一些化学、生物因素有着相关性，因此从土壤PH值比任何其它单个分析资料更能得到大量关于生理壮况的认识。

8.9. 湿润地区增加土壤酸度的方法

在湿润地区,虽然一些农民和园丁常希望增加土壤PH值，但有些植物象杜鹃属和杜鹃花生长在pH5. 0和更低的土壤上最好。为调节植物生长和控制一些土壤病害,有时需要增加土壤酸度，这就需要施用酸性有机和无机物质。

酸性有机质 当有机质分解,. 有机和无机酸便产生，它们可以降低土壤pH值，特别是当有机质盐基阳离子含量低时。腐叶、松针、木屑和酸性泥炭施在观赏植物周围。然而厩肥可能是碱性的，这时要小心施用。

化学药品的使用 当上述方法不能实行时,. 可使用化学药品。对杜鹃花属，杜鹃花和需要大量铁的其他植物，如兰草梅和红草梅,. 常推荐硫酸亚铁，通过水解铁离子产生酸性通过以下反应：

$$Fe^{2+} + H_2O \leftrightarrow Fe(OH)_2 + 2H^+$$

$$4Fe^{2+} + 6H_2O + O \leftrightarrow 4Fe(OH)^-{}_2 + 4H$$

释放的这些H^+强烈地降低了土壤pH值，并活化了土壤中的一些离子，同时施入的硫化亚铁盐的铁呈可溶态和有效态，象这些化学药品由此或许还能引起土壤条件的生理变化的双重目的。

增加土壤酸度的其它物质常用元素硫，和在一些灌溉系统使用硫酸，硫在土壤中通常很快被微生物氧化成硫酸(见11.25节)：

$$2S + 3O_2 + 2H_2O \rightarrow 2H_2SO_4$$

在适宜的条件下，一公斤对一公斤，从形成的酸度硫磺粉是硫酸亚铁的4—5倍，而且硫酸亚铁能引起过激的植物反应，而硫磺粉反应较轻，而且易于获得，因为其它方面也经常用它。

致于硫酸亚铁和硫磺的施用量，应该根据土壤的缓冲量和原始水平酌情掌握。

马铃薯疮痂病的控制，因为酸能限制导致马铃薯疮痂病的放线菌的生长，所以硫磺也能有效地控制马铃薯疮痂病。通常，当PH小于5.3感染大为减小。但是，在施用硫磺增加土壤酸度时，土地管理特别是轮作制度，必须应对后季作物无不良的影响。

8.10. 降低土壤酸度-石灰物质

降低土壤酸度通常施用钙镁碳酸盐、氧化物和氢氧化物，这些化合物称为农用石灰。

碳酸盐型 碳酸盐来源广泛，包括最普通的是粉碎的石灰石 还有沼泽石灰和泥石灰(marl)、贝壳(oyster—shell)、碱性炉渣和沉淀碳酸盐。但是地下的石灰石通常是非常广泛地用作所有石灰的材料。有两种重要的矿物在石灰石中，方解石主要是钙的碳酸盐($CaCO_3$)，和白云石，主要是钙镁的碳酸盐[$CaMg(CO_3)_2$]。这些矿物在石灰石中存在不同的比例，当白云石少或没有，该石灰石称为钙质石灰石，C随着镁的增加，这就逐渐成白云质石灰石。最后，几乎完全由钙、镁的碳酸盐和杂质组成，就称为白云石。现在市场上粉碎的石灰石

大部分是钙质石灰石或白云质石灰石。

石灰石粉对增加作物产量是有效的(见图 8.15), 它的碳酸钙和碳酸镁含量的变动范围接近 75 至 99%,代表性石灰粉的平均纯度约为 94%。

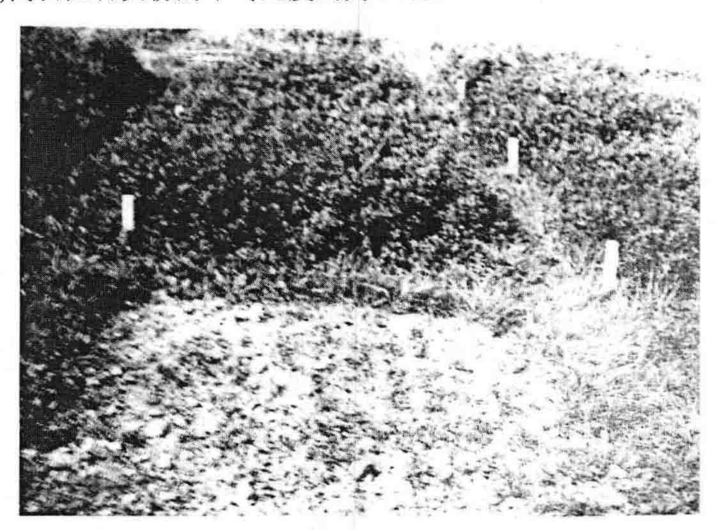


图 8.15 苜蓿种植试验田, 图前部土壤没有施用石灰(pH=5.2), 图后部播前施用了石灰,9T/ha(4T/英亩)。

氢氧化物型 商品氧化物石灰通常称煅烧石灰、生石灰或直接称为氧化物。在大的煅烧窑中石灰

石经煅烧生成石灰, 其反应如下：

$CaCO_3$+热 → $CaO+CO_2$↑ $Ca.Mg(CO_3)_2$+热 → $CaO+MgO+2CO_2$↑

氧化物石灰认为贵于石灰石, 而且认为它腐蚀性强于石灰石, 所以不好管理, 但是它的反应对土壤比石灰石快。

氢氧化物型 氢氧化物石灰通常称为水化石灰, 它是由烧石灰加水生产, 其反应是：

$CaO—MgO+2H_2O$ → $Ca(OH)_2+Mg(OH)_2$

氢氧化物石灰常为白色粉末, 其腐蚀性比烧石灰更强。和氧化物一样, 需要装袋, 而且最好是防水袋, 由于它反应快速所以它的使用要求在 PH 高的土壤才需要。和烧石灰一样, 氢氧化物石灰比石灰石贵, 它的大量使用常局限于花园和特种作物。氢氧化石灰代表性的钙、镁氢氧化物纯度通常在 95%左右。

8.11. 石灰在土壤中的反应

当石灰物质施入土壤后, 钙和镁的化合物和二氧化碳及酸性胶体复合体反应。

和二氧化碳的反应 当石灰；无论是氧化物、氢氧化物或碳酸盐施用到酸性土壤中时, 通过和二氧化碳与水作用生成重碳酸盐型, 二氧化碳在土壤中的分压常比大气中大几百倍, 一般这样高的浓度, 足以与氢氧化物和碳酸盐反应, 现以纯的钙石灰为例, 反应如下：

$Ca+2H_3O+2CO_2$ → $Ca(HCO_3)_2$ $Ca(OH)_2+2C\ \ O_2$ → $Ca(HCO_3)_2$

$CaCO_3+H_2O+CO_2$ → $Ca(HCO_3)_2$

与土壤胶体的反应 所有的石灰物质都与酸性土壤产生反应, 钙和镁代换了复合体上

的氢和铝，关于钙的吸附作用可以表示如下，假设交换氢离子：

$H^+ H^+$ [胶体] $+Ca(OH)_2 \leftrightarrow Ca^{2+}$ [胶核] $+2H_2$

$H^+ H^+$ [胶体] $+Ca(HCO_3)_2 \leftrightarrow Ca^{2+}$ [胶核] $+2H_2O+2CO_2$

（在溶液中）

$H^+ H^+$ [胶体] $+CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+}$ [胶核] $+2H_2O+2CO_2$

（固相）

随着上述反应过程，二氧化碳不断释放出来。此外，钙和镁的吸附增高了胶体复合体的盐基饱和度，土壤溶液 pH 也相应提高。

施石灰土壤的钙和镁的化合物 随着石灰施入土壤后，钙和镁三种形态便形成：(a). 非溶解的钙和镁的碳酸盐：(b). 被胶体吸附的交换性盐基；(c) 土壤溶液中解离的阳离子，主要是组成重碳酸钙的离子。最后，当钙和钙镁的碳酸盐完全溶解，系统将变得有些简单，包括只有交换性阳离子和它们的土壤溶液。 土壤 PH

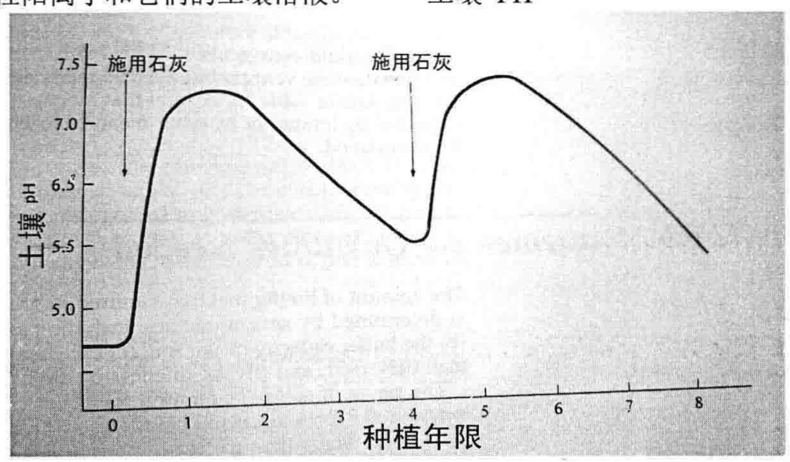


图 8.16. 施用石灰对种植土壤 PH 的影响。最初石灰施用量采用 8—10T/ha(3.5 —4.5/英亩)，注意施后大量的石灰反应发生约一年，施用石灰的钙和镁淋洗和作物移出而损失，此时 pH 降低直至再次施用。

表 8.1. 湿润温带土壤侵蚀、作物带走和淋溶中钙镁损失。(单位为每公顷每年公斤)

移走的方式	钙表示城			镁表示成		
	Ca	CaO	$CaCO_3$	Mg	MgO	$MgCO_3$
被侵蚀，密苏里试验，坡度 4%	95	133	238	33	55	115
一个标准轮作周期作物移走的数值	50	70	125	25	42	88
从代表性粉壤中被淋洗的数值	115	161	288	25	42	88
总量			651			291

钙和镁的损失 作为可溶性钙和镁化合物被生长的作物或淋洗移出土壤，盐基饱和百分数和 PH 值极大降低，直至需要再次施用石灰，这一循环酸度类型是湿润区(见图 8.16)施入耕地钙镁较多的类型。

这种在湿润地区需要重复施用石灰是因为钙和镁从土壤中的大量损失，表8.1. 说明了这些元素由淋洗同作物移出和土壤侵蚀作用损失的比较。注意总损失从这三种情况，用碳酸盐型来表示损失每年接近 1T/ha。在不同耕作制度和不同的地区，这些损失是被认为不同的。众所周知，土壤中石灰不是一次性损失的，它是重复逐步不断损失的。在表 8.1 中的数据，要提起镁还有钙的必需的补给，或换个说法，它就象养分的平衡与保持。

8.12. 石灰施用量

改变 PH 要求必需的石灰物质的量取决于若干因素，其中包括(a).PH 变化要求,(b). 土壤缓冲量,(c). 所用石灰的化学组成,(d). 石灰物质的细度。

主要作物最适的土壤 PH 埴范围，在 8.7 节已经讨论过,都要求增加 PH 较为理想。需要明显高 PH 的有苜蓿、玉米，在 8.4 节谈到土壤的缓冲量的不同，土壤缓冲需要石灰量和土壤质地的关系，在同样 PH 值，粘土大于砂土和壤土。

8.13. 石灰物质化学成分的影响

石灰物质的化学成分影响着这些化合物与土壤反应的速率，例如烧石灰和氢氧化物石灰与土壤反应容易快速，只在几周内对土嚷PH带来了明显的变化，相反，石灰石和特别是白云石含量较高的石灰石，反应就慢得多，与土壤胶体反应一年或更长时间才能进行彻底。

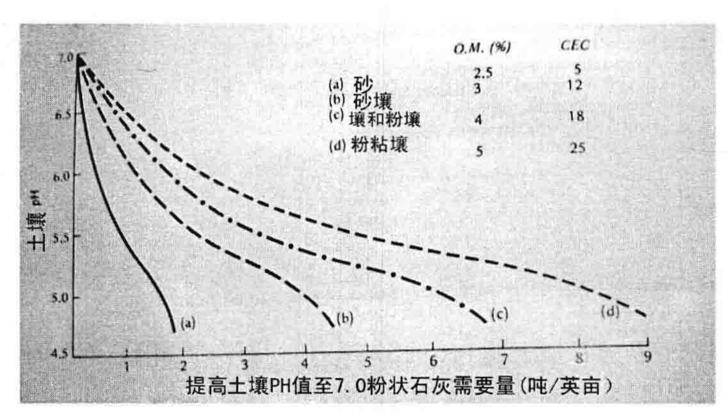


图 8.17. 提高土壤 pH 至 7.0 土壤质地和石灰需要量之间的关系，土壤来自纽约，标明的有机质(O.M) 和阳离子交换量(CEC) 水平见图。[引自 Peech]。

化学规格 除影响反应速率，石灰石化学成分还决定了这些成分对土壤 pH 值的长期影响，石灰

的影响所以这样重要以致于石灰材料的销售得到了国家法律的认可，这些法律要求石灰化学组成规格按下面的一种和几种方式来说明。

元素钙和镁的含量。

传统的氧化物含量(CaO、MgO 百分数)。

氧化钙的当量(所有化合物的中和能力表示成氧化钙)。

总的碳酸钙(常用石灰石、方解石和白云石的和。

硫酸钙的当量或总中和能力(所有化学物中和能力表示为碳酸钙。

前两种化合物成分标签优点标明了镁含量的，这很重要，因为石灰是这种元素的重要

来源，后两种标签常用石灰石，虽然碳酸钙的当量很科学精确地说明总的中和能力，但是这一数值和总碳酸钙的差对大多数有相同纯度的石灰石是很大的。

表 8.2. 中 4 种石灰材料的成分比较，烧石灰(氧化物) 为 95%的饨度，纯氢氧化物石灰(氢氧化物) 为 98%纯度，和两种 95%纯石灰石，一个是白云石，一个为方解石。注意，烧石灰和氢氧化物石灰(CaO 和 $CaCO_3$ 当量) 中和酸的能力是很大的。还应注意白云石灰石稍高的中和能力($CaCO_3$ 当量) ,在同样纯度下和方解石石灰石相比。这些化学组成的数字非常重要，它决定了施用石灰的使用量。

表 8.2. 钙、镁含量不同表示方法的化学组成，类型有烧石灰(氧化物)，氢氧化物石灰(氢氧化物) 和两种石灰石(一种是方解石，一种是白云石)

材料	实际化合物 (%)	表示成分的方法 元素 (%) Ca	 Mg	 通用氧化物含量 (%) CaO	 MgO	 CaO 当量 (%)	 总碳酸盐 (%)	 $CaCO_3$[a] 当量 (%)
烧石灰	77 CaO 18 MgO	55.0 —	— 10.9	77.0 —	— 18.0	102.2	—	182.5
石灰的氢氧化物	75 $Ca(OH)_2$ 23 $Mg(OH)_2$	40.5 —	— 9.6	58.6 —	— 15.9	78.9	—	140.8
方解石	95 $CaCO_3$	38.0	—	53.2	—	53.2	95	95
白云石	35 $CaCO_3$ 60 $CaMg(CO_3)_2$	(14.0) (13.0) 27.0	— (7.9) 7.9	(19.6) (18.2) 37.8	— (13.1) 13.1	(19.6) (36.4) 56.0	95	(35) (65) 100

石灰物质的化学当量　表 8.2 的数据还涉及不同化学材料的化学当量，因此一个摩尔的 $CaCO_3$ 最终中和的酸度，该同样多的酸度中和，也可用 1 摩尔其它石灰化合物，如 CaO、MgO、$Ca(OH)_2$ 等。对计算这种材料的化学当量，可用分子质量比来表示，如计算 CaC O_3 的当量对纯烧石灰(CaO) 可简单的计算 $CaCO_3$ 和 CaO 的分子量比：

$CaCO_3$ /CaO=100/56=1.786

那么,100kg 纯 CaO 就用 $CaCO_3$ 的当量乘 100,1.786×100=178.6，如果烧石灰的纯度只有 95%,那么只提 95%CaO，这种烧石灰相当 $CaCO_3$ 的当量为 95×1.786=169.6，利用分子量比象下面的这样，就可以比较石灰物质中和酸度能力。

$CaCO_3$ 换算成 Ca　　$Ca/CaCO_3$ =40/199=0.40

$CacO_3$ 换算成 CaO　　$CaO/CaCO_3$ =56/100=0.56

$MgCO_3$ 换算成 CaO　　$CaO/MgCO_3$ =56/84=0.67

$MgCO_3$ 换算成 $CaCO_3$　　$CaCO_3/MgCO_3$ =100/84=1.19

$MgCO_3$ 换算成 Mg　　$Mg/MgCO_3$ =24/84=0.29

MgO 换算成 Mg　　Mg/MgO=24/40=0.60

举个例子，利用计算比率，用多少石灰石($CaCO_3$ 的当量=90) 去中和同样的酸度所用烧石灰一吨,CaO 的当量为 98。

中和酸度所用烧石灰量　1000×0.98=980kg 纯 CaO

这 980kgCaO 相当于 980×1.79(CaCO/CaO)=1750kg 纯 $CaCO_3$

石灰石 $CacO_3$ 的当量只有 90，所以石灰的需要量是 1750/0.90=1944kg

8.14. 细石灰粉和反应

细石灰粉物质和土壤反应较快，氧化物和氢氧化物石灰在市场上是以粉状出现，所以它们的细粒总是有效，但所不同的是石灰石的颗粒大小和硬度变化很大，石灰石无效的粗粒和细粒就需要有细度规格要求法定。

细度量测　石灰石粉细度的测定是将样品通过标明大小的一定规格的筛孔(筛析),10 号

筛是指每英寸长有 2mm10 个筛孔的筛，同样,60 号孔筛筛孔 0.25mm,200 号孔筛筛孔 0.075mm。记住，给定的筛孔大小代表最大的颗粒直经可以通过，因此小于这些颗粒的将也能通过此筛。

土壤反应和作物产量 石灰石颗粒大小对土壤反应速率的影响见图 8.`18。三个月结束，最细的方解石与土壤反应接近 90%(`100 孔)，而 20 孔颗粒与土壤反应低于 20%,注意，所有大小部分白云石反应弱于方解石。这一数据说明了化学组成和石灰孔径细度比例与相互反应之间的影响。

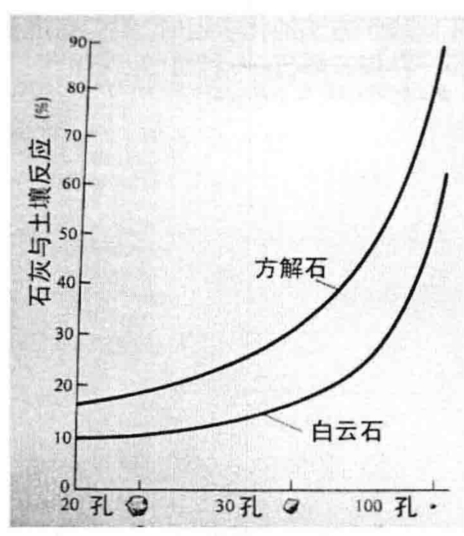


图 8..18 方解石和白云石颗粒大小和这些矿物与土壤反应速率之间的关系。注意，给定颗粒大小，方解石的反应比白云石的反应更快。两种矿物粗颗粒与土壤酸度的中和较慢。

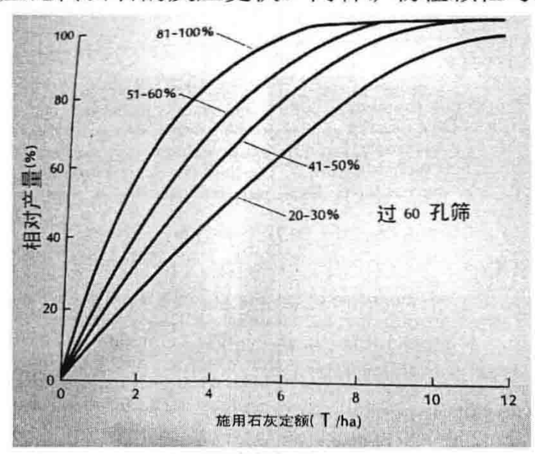


图 8.19 石灰细度对随石灰施用定额增加的作物产量效应的影响。[引自 Radrawn 和 Barber(1984)]。

作物对石灰的反应也明显受石灰细度的影响，图 8.19 有不同地方材料的概括用来图解这一点。如果 20—30%的颗粒通过 60 孔筛，务必要求 8T/ha 石灰才能保持最高产量的 80%,如果少于 4T/ha，务必要求 81—100%的石灰颗粒通过 60 孔筛。这一其它人获得的资料来自美国湿润区田间试验，石灰通过 60 孔筛占 50%以上才能用于农业。虽然细物质能够带来较高的产量，但石灰细颗粒的加工增加的成本也会降低效益完成。

8.15. 实践因素

土壤和石灰的特性以及价格因素很大地决定了石灰的施用量和种类。但是对矿质土壤正常的实际经验每次施用细粉石灰很少超过 7—9T/ha(3—4T/英亩), 并且在砂质土壤上石灰施用量还可再低一些。

表 8.3. 的资料建议了合理的施用量可用于粗和细质土壤。

石灰材料的选择还要注意提供必需的镁, 一切还是照样, 石灰镁的含量将有利于帮助保持养分平衡。

石灰施用要在种植前进行才能获得有效的反应, 因此在玉米、小麦和 2 年亩蓿轮作中, 石灰施用可以在小麦收获后, 接着对苜蓿有好的影响。但是, 由于大多数石灰施用的大量撒施需用重型卡车(图 8.20), 特别是在草皮和饲料作物上普遍采用。如果在最近耕作土地上施用石灰一定注意预防车辆轧压造成恶性土嚷致密的发生。

表 8.3 苜蓿轮作中每公顷耕层土嚷中施用石灰粉建议总量

石灰的需要程度	石灰石(kg/ha)*	
	砂壤	粉壤
中	2000－3000	3000－6000
高	3000－5000	6000－8000

*计算这些施用量时, 是假定最初的石灰施用量, 当土壤 PH 升高到所需要的水平后,. 维持较小的施用量就能得到满意的效果。



图 8.20. 用特别装置的汽车进行大量施用石灰是最普遍的施用石灰材料的方法, 由于装备很重, 大量的石灰施用于草地并耕翻下去。在许多情况下同样的方法也可用于撒施商品肥料。

其它的实践因素是施用石灰的危害. 因为形成 PH 值对作物理想的生长有可能太高, 在具有高缓冲性细质地土壤不经常出现石灰过量, 但它能很易发生在有机质含量低的粗质土壤, 过量石灰伤害的结果包括铁、锰、铜和锌的不足, 磷有效性降低和硼吸收受阻, 石灰过量务必避免。

8.16. 石灰和土壤肥力管理

在湿润区保持满意的土壤肥力水平取决于如何正确的施用石灰(图 8.21),石灰不仅能保持交换性钙和镁的水平，而且施用石灰还能保证化学和物理环境以促进大多数作物生长，而且还要考虑氮肥的形成酸的趋势，因氮肥的施用在过去的四分之一世纪中有明显的增加，确实地石灰对温带区的现代农业是很重要的。

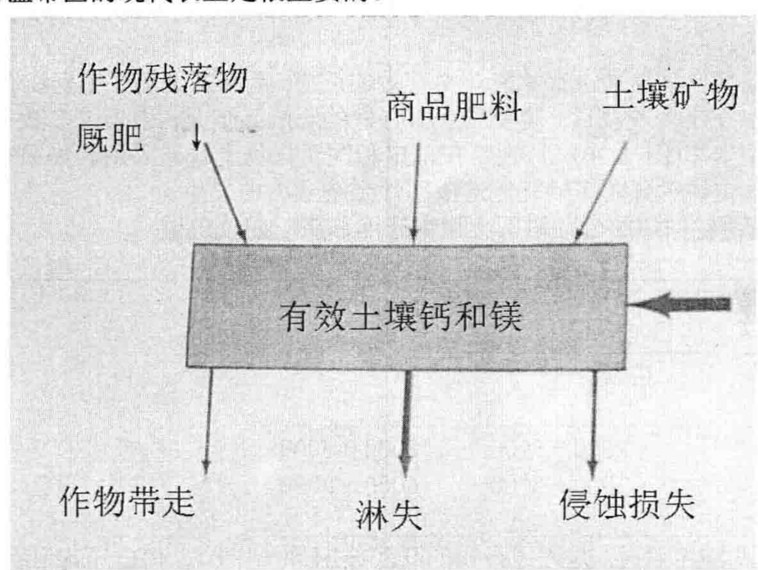


图 8.21. 向土壤提供有效的重要途经，主要损失是通过淋失和侵蚀这些损失主要通过施用石灰和肥料来补充，施肥一般有效性较高，如含有大量钙的过磷酸钙肥料。

8.17. 干旱地区标准中性和碱性土

以上焦点主要在于土壤酸性和其控制，但在干燥区反应中性和碱性土的问题和机会也很重要。

在干旱和半干旱地区，因缺乏充分的淋溶而使这里的土壤有大量的盐基阳离子，结果 PH 一般或较高，正电荷铝离子和铝的水化物离子缺乏，氢离子极其少，吸附性 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 在交换复合体上占优势，而且 Na^{+} 和 K^{+} 离子浓度一般高于酸性土。

2：1 型硅酸粘粒占优势，而且 1：1 型粘粒、氢氧化物和无定形粘粒局部较重要。有机质低于湿润地区土壤，对于一定质地干旱区阳离子交唤量一般为高或高于相比较的那些酸性土壤，这是因为腐殖质、1：1 型矿物、无定形和 Fe、Al 氧化物的 PH 因变电荷在高 pH 水平下影响，在一些碱土，铁和铝离子呈高度不溶壮态，只有很少部分与硅酸盐粘粒、腐殖质和高等植物起反应。结果，在这种土壤中铁对植物生长是无效的。

在低降水地区剖面良好发育往往在同一点(通常在 C 层) 出现碳酸钙的积累大于它的母质。较低的降雨使接近表层呈层状(图 3.3)，结果亚表层呈碱性，表土层呈中性或碱性，当淋溶充分时，碳酸钙的累积层消失，则表层将会产生较弱的酸度，低湿度土嚷特性的发生分级及有关每个土类的描述已在 3.7 节作过介绍。

在湿润区过量石灰对土壤不好的影响己作叙述，在干旱区，高的 PH 值条件和随之发生的养分不平衡是很自然的，有些土壤 PH7.5 或更高，微量元素象铁和锌的不足，微量元素的供给通过肥料很快固定成不溶态，很少被有机复合体的所谓螯合作用选择保护性利用，

有些情况采用微量元素的叶面施肥可以被利用，特别对果树。

降水量少的地区一些重要的农业土壤需要灌溉，因此它们水分和作物生长期间的关系极大不同于湿润区的那些土壤，这些人为供给的水分和随之它们最后蒸发可形成盐分的积累，在一些干旱区和半干旱区自然过程的活动带来的关于盐对土壤影响将在下面叙述。

8.18. 盐土和钠质土的特点

在干旱半干旱地区盐分常常积累在一些表层土壤中，这是由于没有丰富的降雨将上层盐分淋下，这占美国该地区的 1/3 有一定程度的盐分积累，这些盐分主要是钙、镁、钠和钾的氯化物和硫酸盐，这些盐的来源主要是岩石矿物的风化、降雨、地下水和灌溉。土壤不断贮存和释放，盐分随水分上升带到或接近土壤表面，水分蒸发后，将盐分留下. 不幸地，高盐水平不能被植物忍受，受盐害的一些土壤利用将大打折扣。

盐土和碱土的度量研究表明对植物生长阻碍的决定性作用不仅有高的含盐量，而且还有来自土嚷中钠质水平，特别是相应钙和镁的水平。高交换钠水平有害于土壤的物理化学性质，这一壮况按照 PH 值可分为三种主要土壤性质的度量方法，来描述盐碱土，现简要讨论每个度量方法：

第一，盐土，土壤中的盐浓度可用土壤溶液传导电的能力的方法来测定，实验室测定土壤溶液的电导度是用土壤样品饱和溶液的浸提液的电导度来说明盐水平，最近有两种以传导度为基础发展起来的测定土壤盐度的野外方法，(见 Rhodes 和 Corloin,1984)，这些方法使做盐度野外图成为可能。总之，盐度通常用电导度(EC) 来表达，它用单位米*的度量大小(ds/m)。[*表示为每厘米. 毫姆欧(mmho/cm)，因为 1s=1mho，所以 1ds/m=1mmho/cm。

钠情，有两种方法来衡量土壤的钠情。交换性钠百分数(ESP) 表明交换性复合体钠饱和的程度

ESP=交换性钠(cmol/kg)/阳离子交换量(cmol/kg)

当 ESP 水平大田为 15,PH 值可以为 8.5 或以上，再高水平 PH 值可以再高至 10 与 ESP 相补充的第二个易测定的衡量是钠吸附比(SAR),SAR 是用来比较土壤溶液中 Na^+、Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 浓度关系式，它的计算如下：

$$SAR=[Na^+]/\{1/2([Ca^{2+}]+[Mg^{2+}])\}^{0.5}$$

式中$[Na^+]$、$[Ca^{2+}]$ 和$[Mg^{2+}]$ 是土壤溶液中钠钙镁离子浓度，土壤浸提液的 SAR 被认为是有害钠占钙镁百分数,SAR 还用来衡量用于土壤的灌溉水，这一性质被广泛用以衡量盐对土壤的作用。

利用 Ec、ESP 和 SAR 特点，还有土壤 PH 值，将盐作用的土壤可分类为盐土、盐碱土和碱土(表 8.4)，这些将按顺序讨论。

盐土 盐土是含有中性可溶盐的浓度过多严重阻碍大多数作物生长的土壤。盐土的土壤溶液的饱和浸提液电导度(EC) 每厘米大于 4 毫姆欧(ds/m)，交换性钠百分率(ESP) 小于 15,PH 值通常小于 8.5。 因为盐基阳离子钙的氧化物和硫酸盐占优势，盐土又称“白碱土，因为存在的表面结壳是白色(图 8.22)。”

表 8.4 正常土壤与酸性土壤、盐土、碱土和盐碱土性质比较

土壤	一般 PH	电导度(EC)(dS/m)	钠吸附比(SAR)*
正常土壤	6.5—7.2	<4	<13—15
酸性土壤	<6.5	<4	<13—15
盐土	<8.5	>4	<13—15

盐碱土	<8.5	>4	>13—15
碱土	>8.5	<4	>13—15

*交换钠百分率(ESP) 和钠吸附比(SAR) 大多数土壤有密切相关性。



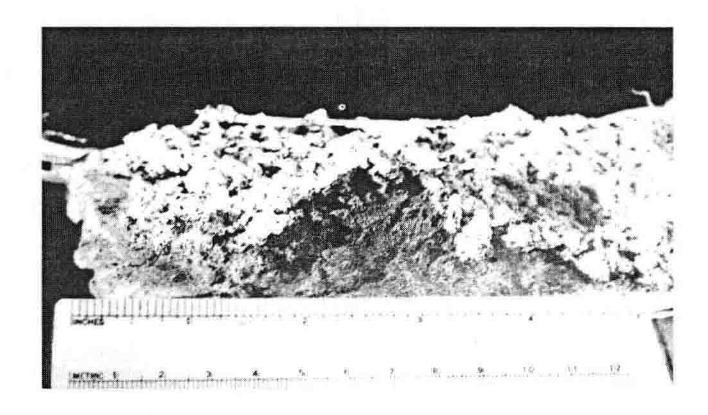


图 8.22(a) 灌溉苜蓿地白碱斑，由于毛管上升和蒸发作用，盐带到土壤表层并积累。(b) 科罗拉多州的盐土上的白盐结皮。白盐与下面暗色土壤成对照。(尺寸为英寸和厘米)。[(a) 美国农业部土壤保持局提供]。

盐碱土 盐碱土含有可观数量的中性可溶盐和大量钠离子以严重影响植物生长的土壤。盐碱土交换钠百分率大于约 15，饱和浸提液的电导率(EC) 每厘米 4 毫姆欧(dS/m),PH 值通常 8.5 或小于 8.5，因为有中性盐的存在，钠吸附比(SAR) 该土壤至少为 13。盐碱土淋洗不同盐土，将会有明显地 PH 值上升，除非土壤中和灌溉水中含有较高的钙和镁浓度。PH 值的增加是由于原来的中性盐移去。交换性钠容易水解，因而快速增加 OH^- 离子浓度在土壤溶液中如下：

Na^+ 胶核 $+H_2O$ ↔ H^+ 胶核 $+Na^+ +OH^-$

(土壤固体)(土壤溶液)　　(土壤固体)　　(土壤溶液)

含 Na^+ 中性盐的存在，能使反应向左进行，土壤溶液中 OH^- 的浓度降低，阻碍 PH 值上升到 8 以上，如果中性盐移出,PH 值上升到 8.5 以上，并且矿物胶体开始分散成 结果致密，不透水的结构，同时钠对植物的毒性增加。

碱土 碱土不含大量的可溶盐，这些土壤对植物的影响不仅是由于 Na^+ 的毒害,HCO^-_3 和 OH^- 离子的毒害，而且是由于透水透气性降低，高 PH 值很大程度上是由于钠的碳酸盐的水解：

$$2Na^+ + CO^{2-}_3 + H_2O \leftrightarrow 2Na^+ + HCO^-_3 + OH^-$$

钠复合体也可以水解：

Na^{+} [胶核] $+H_2O \leftrightarrow H^{+}$ [胶核] $+Na^{+} + OH^{-}$

交换性钠百分数(ESP) 碱土规定大于15,SAR大于13,吸附性钠在中性盐浓度低时水解出来，从而增加了氢氧根离子和PH值,因此PH值总是在8.5以上，往往上升到10.0或更高,饱和浸提液的电导度小于4ds/m。

钠具有反凝聚作用的影响. 碱土通常具有不良的物理条件，如前所说，盐碱土淋洗能容易造成这一相似的物理条件，除非淋洗水是高钙盐水。

由于强碱度的产生是由于高钠含量，所以碱土的表层往往变色，是由于分散的腐殖质被毛管水上升带到表面，蒸发后淀积在表面，因此，常用黑碱的名字来描述这些土壤。有时局部的小面积常称作秃斑，碱土的周围产量往往是渐变的。

8.19. 盐土和碱土的植物生长

盐土和盐碱土具有相对低的PH值(常常小于8.5) ,对植物有很大伤害性的影响. 是由于它们的高水溶性盐浓度(图 8.22)，当土壤溶液所含相对大量溶解性盐带入并和植物细胞接触时，水将通过渗透作用从细胞流向浓度较高的土壤溶液。细胞衰萎。盐的种类，植物品种，盐渍作用速率因素决定着细胞中的浓度，有害的土壤物理条件，对盐碱土也是个特别的因素。

碱土活性钠占优势，对植物施加的决定性影响主要通过四个途径：(a) 由于碳酸钠和重碳酸钠的高 PH 值的腐蚀作用。(b) 重碳酸盐和其他阴离子的毒害作用。(c) 活性钠离子对植物代谢和养分以及由于高 PH 造成微量元素有效性的有害影响。(d) 在钠占优势的土壤，由于土壤结构的破坏氧缺乏。

8.20. 高等植物对盐土和碱土的耐性

高等植物适宜生长在盐土上决定于若干相关因素，包括植物的生理构造，植物的生长阶段，根系习性，这是重要的，要注意老苜蓿比较忍耐盐作用的土壤，和苗期苜蓿相比，而深根系的豆科植物有较强适应这种土壤的能力，和浅根系者相比。

按照这些不同盐土的性质，它们的含盐比例，它们的总含盐量，在土体中的分布，这些都是很重要的，这些盐土的构造，以及它们的排水和通气性也是很重要的。

精确预测作物的耐盐性是困难的，表 8.5 列入的比较数据可能是有帮助的。

表 8. 5 一些植物对盐土的相对耐性

忍耐力	中等忍耐力	中等敏感	敏感
大麦、谷物	大麦草	苜蓿	苹果
狼牙草	菜用甜菜	蚕豆	杏
九重莴	花茎甘兰	菜花	豆类
棉花	雀麦草	包菜	黑梅
海枣		红树莓	胡罗卜
大花假虎刺	无花果	玉米	芹菜
硷茅	燕麦	豇豆	葡萄柚
扁穗雀麦	裸麦草(黑麦)	黄瓜	柠檬
迷迭香	多年生裸麦草(黑麦)	莴苣	洋葱
糖甜菜	高梁	豌豆	柑桔
盐草	苏丹草	花生	桃、犁、菠萝
冰草	三叶草	水稻	番石榴、土豆

大麦草	小麦	大豆	树莓
百合	兰茎冰草	甜三叶草	蔷薇
高冰草		猫尾草	草莓
阿尔太野麦			西红柿
俄罗斯野麦			

8.21. 盐土和碱土管理

因为盐土和碱土大部分发生在干旱区，它们的农业用途一般要求灌溉。水质，特别是相应的含盐量和 SAR 对管理土壤是极其重要的。高钠盐水能够带来危害，除非有可溶性钙镁盐相平衡，盐碱土的管理要求有灌溉水质的知识。

有三种普通管理措施用于进行盐碱土生产力的改良，第一消除或移去盐分；第二是转变一些盐成无害型；第三称作控制。第二个方法是采取的消除各种盐类的方法，第三种方法是采取控制土体中盐的分布，使之根区浓度无毒害。

消除(移去盐分) 最普遍的方法是利用排水系统和冲洗设备将过量的盐分去除，淹灌后用排水沟设施将过量的盐分去除，淹灌后用排水勾设施排水二者的结合，通常彻底有效的。这些方法用在灌区可采用大水多次冲洗，盐分被淋洗溶解后排走，利用的灌溉水不能是高盐水，特别不能是高钠水。

对透水盐土，淋洗方法特别有效，这种盐土往往是含有大量中性盐和高钙、镁盐，当然交换性钠的含量小，淋洗盐碱土(甚至碱土，如果透水) 要用高盐低钠水才有效。相反,处理碱土和盐碱土用低盐水可以加速土壤碱化。中性可溶盐的移出可以增加钠饱和百分率，因此就增加了土壤中的氢氧根离子。

转化盐分 对碱土利用石膏($CaSO_4.2H_2O$) 可以把胶核上面的 Na^+ 用 Ca^{2+} 交换出来，并将土壤溶液中的碳酸盐移去。

$$2NaCO_3+CaSO_4 \longrightarrow CaSO_4 +Na_2SO_4+CO_2$$

$$Na_2CO_3+CaSO_4 \leftrightarrow CaCO_3 +Na_2SO_4$$

（可淋洗掉）

$Na^+\,Na^+$ [胶核] $+CaSO_4 \leftrightarrow Ca^{2+}$ [胶核] $+ Na_2SO_4$

（可淋洗掉）

每公顷几吨石膏是需要的，土壤需要保持一定湿度以促使反应，而石膏需要通过耕作掺入表层土壤，不能简单地翻下即可。施用处理后需要用灌溉水通过淋洗将硫酸钠从土壤中洗去。

元素硫和硫酸也可用来改善盐土地，特别是钠的碳酸盐多的盐土地。硫被生物氧化生长硫酸，硫酸和含钠化合物的反应可以说明如下：

$$Na_2Co_3+H_2SO_4 \leftrightarrow CO_2 +H_2O+ Na_2SO_4$$

（可淋洗掉）

$Na^+\,Na^+$ [胶核] $+H_2SO_4 \leftrightarrow H^+\,H$ [胶核] $+ Na_2SO_4$

（可以淋洗掉）

不但碳酸钠变成了硫酸钠，一种温和的中性盐，而且碳酸根移出了系统，当然，所施用的石膏部分以碳酸钙保存下来。

控制 减少蒸发是控制盐土一个重要方面，蒸发慢不仅可以节省水分,而且可以防止盐分向上运转到根区。

灌溉措施中，不要使用过多的水，除非消除土壤中的可溶盐而需要。通常需要轻灌，而且保持适宜稀少的盐分以保证作物正常生长。

对盐土灌溉的时间非常重要，特别是在春季播种季节，由于幼苗对盐分特别敏感，通常是播种前或随播种后，灌溉将盐分移下，然后植物健状起来，耐盐性就大些了。

近年来的施氮措施随着向灌溉施入液氨的增加，这种施肥也给土地带来了一些土壤问题(见 Gardner 和 Roth,1984)，氨的高 PH 值引起一些钙进入水沉淀，因此，提高了钠吸附比(SAR) ,并增强了交换性钠百分率(ESP) 的危害。考虑到这一麻烦，向灌溉水施入一些硫酸，降低 PH 值对土壤有好处。这一措施在有经济硫酸来源的地方可以用喷施，并且要进行施用培训，并警示可用硫酸的严重危险。

利用耐盐作物是盐碱地管理成功的另一方面，甜菜、棉花、高粱、大麦、黑麦、甜三叶草和苜蓿特别耐盐碱(表 8.4)，另升，暂时减轻碱性能使抵抗碱性小的作物可以立苗，农业厩肥对上述用途是很有用的,。作物苜蓿，一旦生长健状，即使盐分浓度以后再增大，也能保持健状。耐碱植物根系的作用对不良物理条件的碱土，有极大的改良作用，留下的根孔可以让土壤透水透氧。

8.22. 结论

正是简单的土壤化学性质,PH 值对决定高等植物和微生物的化学环境是很重要的，有些反应涉及土壤成分和对土壤 PH 不敏感生物的生存，这一敏感性是任何土壤管理系统需要考虑的。

土壤 pH 和土壤胶体吸附性阳离子有极大的相关性，铝和氢能增加土壤酸度，钙和其它阳离子，特别是钠能增加土壤的碱度,。土壤胶体也是土壤缓冲性的机制，它能阻止土壤反应的快速和剧裂变化,给于植物—土壤系统以稳定性。何谓 PH 值，它是 如何影响植物必需营养有效性和有毒元素，并且它是如何影响高等植物和人类的？这些都具真正的意义和直得探讨的。

思考题：

8.1. 叙述铝作用在提高土壤酸度，确定离子品仲和包括这些离子种类对 CEC 的土壤影响. (答案：略)。

8.2.你可以想法提取土壤溶液，从一公顷耕层，酸性土壤。(pH 值 5) ，只需几公斤石灰石去中和土壤溶液．然而，在野外条件对其多达 4 吨石灰石，可要求将公顷耕层，土壤的 PH 值升到 6.5 .你如何解释这种差异？（答案：

残余酸度通常大于活性酸和盐交换性酸，对残余酸度作保守估计在砂土中它为土壤溶液或活性酸的 1000 倍之多，在有机质高的粘土它可以是活性酸的 50000 倍至 100000 倍。用石灰中和土壤剩下部分的残余酸通常需 4—8T 每公顷耕层,(1.8—3.6T/平方英亩)。险而易见，计算土壤石灰需要量土壤溶液的 PH 值只不过是“冰山一角”。）。

8.3. 什么是最简便的方法确定土壤 pH 和包括原则是什么？（答案电位计法 用 PH 计测定土壤 PH 是最精确的方法，在这一方法中，是将传感器玻璃电极(用甘汞电极作参比电极)置入土—水浑合液中，类似土壤溶液，湿土中 H^+ 活度和玻璃电极给出的电位差，就是土壤的 PH 值,. 这一设备结果稳定,. 操作简便。）。

8.4. 两种酸性土壤同样的 PH 值(5.o) . 需 4 吨石灰使 A 土壤使至 pH 值 7，另一土壤 B 的只有 2 吨，以同样等量的土，你解释怎么有这种差别？（答案：质地不同。与土壤胶体的反应 所有的石灰物质都与酸性土壤产生反应，钙和镁代换了复合体上的氢和铝、关于钙的吸附作用可以表示如下，假设交换氢离子：

第八章　　土壤反应：酸度和碱度

H^+H^- 胶体 +Ca(OH)←→ Ca^{2+} 胶核 +2H_2

改变 PH 要求必需的石灰物质的量取决于若干因素, 其中包括(a).PH 变化要求,(b). 土壤缓冲量,(c). 所用石灰的化学组成,(d). 石灰物质的细度。

PH4 的土壤酸度低当需石灰多.）.

8 .5 . 分析了铁在干旱地区的土壤中发现非常丰富，然而桃种植对土壤的证据表明，缺铁. 什么是一个可能的解释？（答案：略）。

8.6. 一干旱地区土壤中,当它被清除主要作物,显示 PH 值约 8.0 . 经过数年的灌溉,作物生产率下降，土壤团粒结构趋于破坏，pH 值上升到近 10. 什么是可能的解释这种情况？

（答案：略）。

8.7. 什么物理和化处理您是否会建议带来在问题描述的土壤思考题 10 回到生产力它原来的状态？(答略）。

8.8.在"消除"盐类过程中,从盐渍土壤中，哪里去了被淋洗的盐？（答案：消除(移去盐分）最普遍的方法是利用排水系统和冲洗设备将过量的盐分去除, 淹灌后用排水沟设施将过量的盐分去除, 淹灌后用排水勾设施排水二者的结合, 通常彻底有效的。这些方法用在灌区可采用大水多次冲洗, 盐分被淋洗溶解后排走, 利用的灌溉水不能是高盐水, 特别不能是高钠水。)

8.9. 假设找到你的 pH 值你的土壤种植,在明年春季前为 5.0.你想把 pH 值升为 6.5 以上,施石灰一个月生效后种植蔬菜种子.你可能选择什么石灰材料，,为什么？（答案：略）。

8.10.菜园"专家" ,在每周一次的电台节目推荐施用磨细低含量的白云质灰岩,隔月一次,在生长季,以避免引起 pH 值太快上升. 你是否同意他/她的意见？为什么或为什么不？（答案：(1).防止过快上升应施石膏而非石灰物质.(2)施用石膏不能在生长季间.）。

8.11. 哪一个的下列石灰终将最能消除酸度?A 石灰石 32%氧化钙，15%氧化镁,B.石灰石:碳酸钙当量= 97% .（答案：A 最能消除酸度，假设以 100kg 为例，都算成碳酸钙进行比较 ,A.CaO=32kg.100 / 56=57.15kg,MgO=35kg.100 / 40=87.50kg,CaCO3=100kg.0.97=97kg,A=57.15kg+87.50kg =144kg>B=97kg)

8.12 从分析灰岩 A 和 B 以上两种.你能说出,,哪种是与或不白云石 在这些两种矿物中？解释.([答案:方解石有盐酸反应,白云石没有]

8.13. 邻居抱怨当他的杜鹃花受石灰石的一种慷慨的应用的有害地影响对立刻围拢杜娟花时的草坪。对您把什么这个困难归咎？您怎么会补救它？（答案：略）。

**8.14. 一农民必须选择在二精细被研的石灰石之间。 石灰石 A 中和能力当量为 88 (费用$14/t) 石灰石当量为 88。 石灰石 B 在领域有分析对 60%碳酸钙和 30%碳酸镁和费用 $16/t 。 更好的购买是哪些？ 显示演算。**（答案:A:A=CaCO3=1000kg.88%=880kg=0.88T,B:.CaCO3=1000kg.60%=600kg,MgCO3=1000kg.100 / 84.30%=360kg B=CaCO3=600kg+360kg=960kg=0.96T,A$=0.88T.14$=12.32$<B=0.96T.16$=15.36$ 所以买石灰石 A 更合算.）

8.15. 如下 4t/ha 石灰石的应用对一个特定领域 ,在领域种植的大豆显示了证据锰缺乏。 解释为什么这发生了。（答案：施用石灰过量，在湿润区过量石灰对土壤不好的影响己作叙述, 在干旱区, 高的 PH 值条件和随之发生的养分不平衡是很自然的, 有些土壤 PH7.5 或更高, 微量元素象铁和锌、锰的不足, 微量元素的供给通过肥料很快固定成不溶态,

很少被有机复合体的所谓螯合作用选择保护性利用，有些情况采用微量元素的叶面施肥可以被利用，特别对果树。）

增加题[8.16．土壤交换性钠百分数(ESP)为25%，阳离子交换量(ECE)为18cmol／kg，假设您想减少ESP在30cm土层到5%，从而可生长苜蓿，需石膏每公顷多少吨?(答案：第一步:25-5=20%，

18cmol／kg. 0. 20=3. 6cmol／kg. 第二步:172／2=80g$CaSO_4.2H_2O$／cmol 能交换出1cmolNa^+

3.6cmolNa^+／kg 则需石膏:3.6cmol／kg.o.86g／cmol=3.1g$CaSO_4.2H_2O$．第三步:1公顷土地上层30cm土层需石膏需乘4.10^5,3.1g／kg.4.10^5kg／ha=12400000g／ha=12.4t／ha)]

第九章　土壤生物

植物和动物残体不断调落在土壤表面，这些值得注意的是温带区的树木灌木和草类在生长季后期它们的叶子脱落，温带区的每个秋季这些叶子的覆盖高度达15CM或以上。接着的夏季，大部分残体在眼中消失,土壤表面能够看见少量残余叶柄，虽然剩下的残落物较少，但明年秋季又会提供。

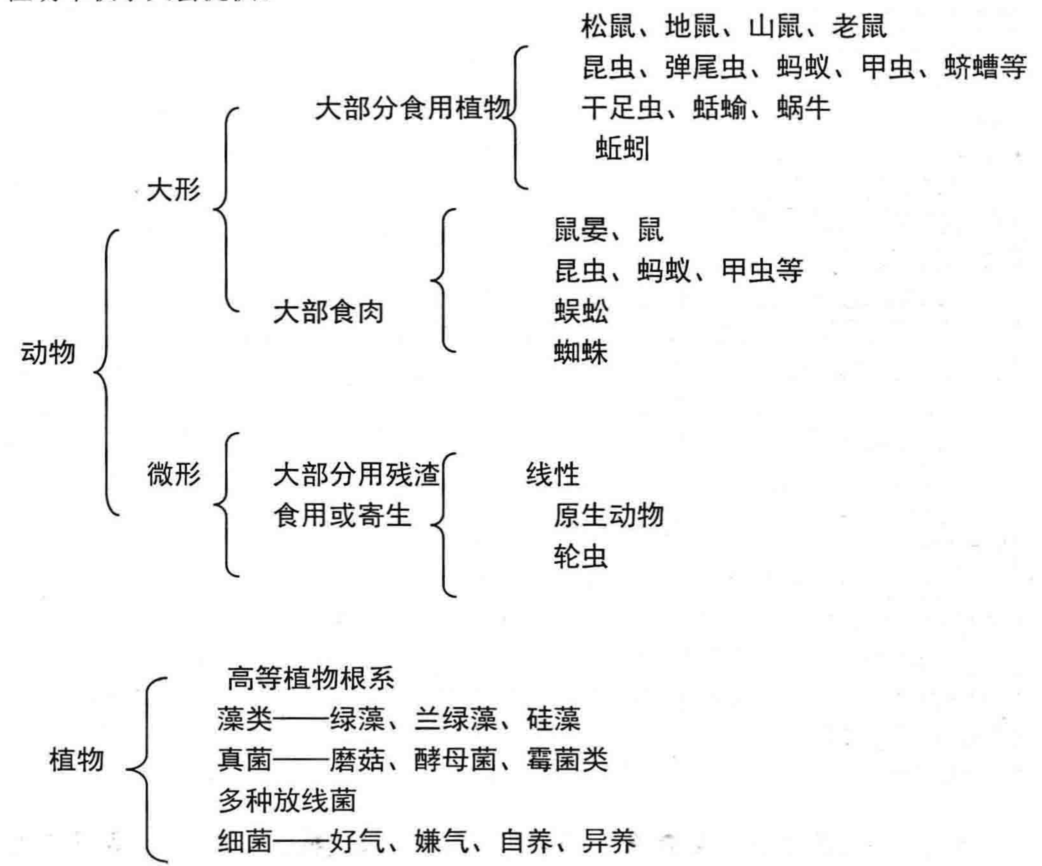


图9.1 土壤中一般存在的重要生物类型一般分类，有些动物以植物（草和残渣）为食，而另一些会用其它动物（食肉动物）为食，而一些植物和其它动物的生活这些它们都不用

（寄生）。

如更细心地检查下部土层，包括科学的土壤分析，就能看出每年能够提供多少残落物混入土壤，从而在土壤中作为腐殖质保持。实际上大多数有机质被土壤微生物，不论能不能看见，在这些过程中，残落物被分解，产生二氧化碳和水，或者被降解，或者被合成化合物，它们组成了腐殖质。而且，必需的营养元素从土壤残落物中释放出植物生长的有效态。所有这些变化，对于生物是非常重要的。

这一章较详细地讨论土壤生物（动物和植物），这将涉及土壤中有机质的降解和合成。我们对它们的关注在于它们的活动，而不在于它们的科学分类，因此，应用分群的方法是很笼统和简单的，见图 9.11。大多数生物是属于植物(区系),但动物(区系)的作用也不能忽视,特别对早期有机质的分解。

大多数微生物，植物和动物都是如此之小，以致于用显微镜才能看到，大小的范围从较大的鼠类到蚂蚁和蜗牛，对土壤物理性质都有重要作用。土壤生物活运过程不论对植物还是对动物的生命都是重要的。

9.1 生物的活动

土壤植物区分和动物区分的活动是密切相关的，它们的关系见图 9.2。该图解说明各种土壤生物是如何转变的，也包括高等植物组织的降解。首先注意活着的植物就会受到土壤生物即食草动物的吞食，例如寄生成虫，昆虫幼虫吞食植物根系，土壤中的白蚁、蚂蚁和甲虫幼虫和动物山鼠和老鼠吞食植物的地上部分。

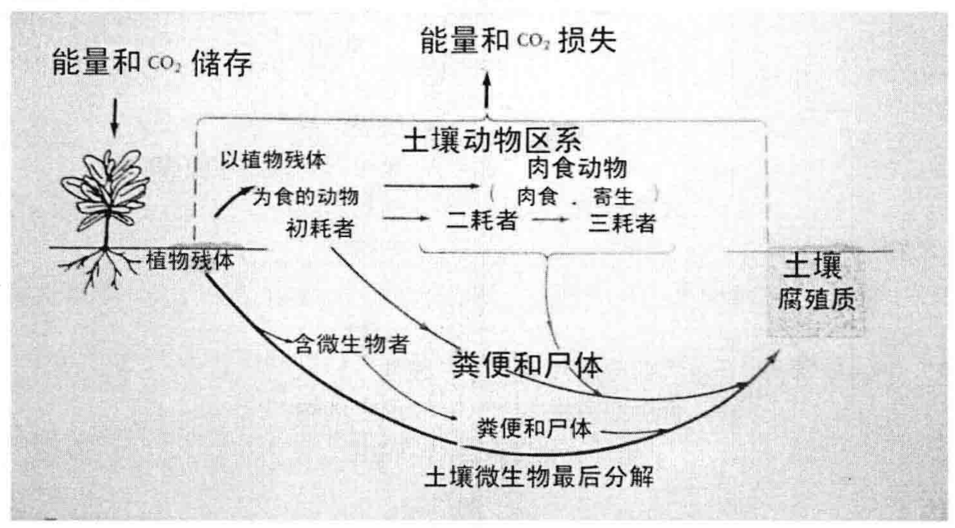


图 9.2 高等植物组织一般分解途径图解。由于高等植物摄取能量和二氧化碳，它们被认为最初生产者，当死亡的植物残落物落在土壤表面，它们就被动物区系和微生物系吞食，它们是第一、第二或第三消耗者，这些生物释放能量和二氧化碳，并生产腐殖质，注意土壤代谢中有 80-90％是微生物区系完成的。

第一消耗者

随着树叶，树枝和树皮落在地上，微生物群和以植物组织腐烂残渣为食的动物就会一起吞食它们（图 9.2），这些动物，包括老鼠、山鼠和蚯蚓或者咀噬这些植物组织或者撕出孔洞，经过它们的加工，微生物区系得以更快的吞食，和微生物区分在一齐，这些食用植物动物（食草动物）被称作第一消耗者。

生物区系的活动主要是化学作用，植物区系的活动既有物理作用又有化学作用。动物咀噬植物部件，并将在土壤表面以一个地方托向另一个地方，甚至带进土壤中，蚯蚓将植物残落物掺入矿质土壤，主要通过自己的身体穿行和矿质土壤颗粒的接触。实际蚯蚓食用它们就是通过土壤。大动物如地鼠、土龙鼠、地拔鼠和老鼠等在土壤中挖洞，混合土壤并带来团粒化。

第二和第三消耗者，第一消耗者本身就土壤中的食肉动物和寄生生物的食物来源。而食肉动物和一些寄生动物是第二消耗者，类型包括小形的植物生物，如细菌、真菌、藻类和地衣，食肉动物是蜈蚣和其它小昆虫、弹尾虫、线虫、蜗牛和一些地鼠，它主要食用粮食和蚯蚓。如微生物区系食用者有螨类、线虫和原生动物（图 9.2）。

继续向前推，该食物链第二消耗又是三消耗者的食肉动物的食物来源。例如，蚂蚁消耗蜈蚣、蜘蛛、螨类和蝎子，它们能捕食第一消耗者，第二消耗者和它们自己。此外，微生物区系除能分解有机质还和动物区系有密切关系。除了能直接吞食植物组织外，还在一些动物的消化道内活动，微生物区系还能消化动物，转化和尸体分解的细碎有机物质。即于这一原因它们经常被称为最后分解者（见图 9.2）。

9.2 生物的数量、生物质量和代谢活性。

土壤生物的数量受许多因素的影响, 包括气候、植被和土壤的物理和化学特征, 物种组成在干旱的砂漠和湿润森林有一定的不同, 进尔湿润森林和碱土区也很相当的不同。同样有物种的变化和数量的差异, 从热带多雨林区到冷温区。

不过有土壤生物有几个规律性的东西, 例如森林区具有更多的动物区系和草原相比, 而且生物的总重量和动物区系的活性在每公顷草地上较大(见表 9.1)。耕地较未开垦的自然土地土壤生物的数量和生物质量较低。

生物活性的比较 土壤生物的物种类型的活性通常不同如下：(a) 土壤中它们的数量；(b) 单位体积或面积土壤它们的重量(生物质量)；(c) 它们的代谢活性。生物类型、数量和质量的一般情况列表于 9.2。虽然相应的代谢活性看不出来, 但是一般生物质量就反映了它们。

表 9.1 在草地和森林植被下各类动物的生物量(在草地代谢生物量最大, 低盐基含量的云杉叶能够促进酸性条件和具有低有机质分解速度)

生物类型	生物量（g / m²）		
	草地	森林	
	草甸	橡树	云杉
食草动物	17.4	11.2	11.3
食残体动物			
大型	137.5	66.0	1.0
小型	25.0	1.8	1.6
食肉动物	9.6	0.9	1.2
合计	189.5	79.9	15.1

[资料引自 Mocfadyn(1963),. 土深 15cm]

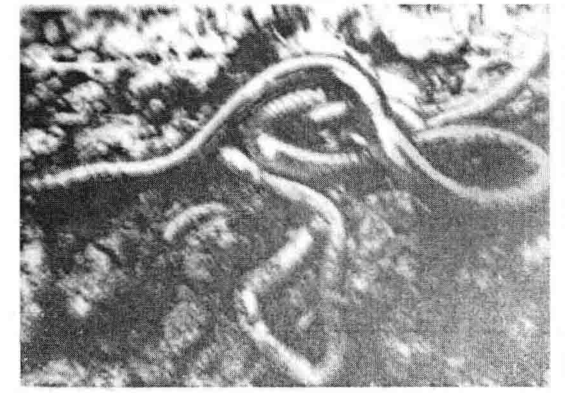
表 9.2 土壤表面常见的土壤植物区系和动物区系相对生物数量和生物质量(由于代谢活性通常反映了生物量，微生物区系和蚯蚓在大部分土壤生物中占优势)。

生物	数量		质量	
	每平方米	每克	公斤／公顷. 耕层	磅／英亩. 耕层
微生物区系				
细菌	$10^{13}-10^{14}$	$10^{8}-10^{9}$	450 - 4500	400 - 4000
放线菌	$10^{12}-10^{13}$	$10^{7}-10^{8}$	450 - 4500	400 - 4000
真菌	$10^{10}-10^{11}$	$10^{5}-10^{6}$	1120 - 11200	800 - 8000
藻类	$10^{9}-10^{10}$	$10^{4}-10^{5}$	56 - 560	50 - 500
微动物区系				
原生动物	$10^{9}-10^{10}$	$10^{4}-10^{5}$	17 - 170	15 - 150
线虫	$10^{6}-10^{7}$	$10-10^{2}$	11 - 110	10 - 100
其它动物	$10^{3}-10^{5}$		17 - 170	15 - 150
蚯蚓	30 - 300		110 - 110	100 - 1000

作为重量的反映，微生物的数量和微生物的生物量都是最高的。和蚯蚓在一起，微生物区系控制了土壤中的生物活性，大约 60 - 80%的总土壤生物代谢是由于微生物区系。即于这一原因，应主要关心微生物区系和蚯蚓，原生动物和其它微动物。

但是对于其它土壤动物也应该认为它们在土壤的形成和管理中是很重要的。啮齿类动物混合和团聚土壤，将有机质掺入土壤下层，它们通常在 15cm(6 英寸) 深，但有时(如蚯蚓) 大于此深度,它们提供了大量水气运动的通道。中等大小的食残屑动物转移和部分消化有机残落物，并留下它们的排泄物让微生物区系进行降解。在土壤中生活的许多动物对土壤的物理条件有良好的影响。 其它的有以土壤为栖息地对高等植物起破坏活动。 在各种情况下这些生物的主要作用不论对土壤还是对植物生长都是有益的。

能源和碳源 土壤生物可以按照它们的能源和碳源分类成自养型和异养型生物。异养型土壤生物获得能量和碳源主要从有机质分解中获得，这种生物多于自养型,大多数具有腐解作用的生物都属于这一种，它们包括土壤动物区系大部分细菌、真菌和放线菌。



自养生物获得能量不是从有机质分解中获得，而是从其它来源，如太阳能(光能) 和从无机元素氧化作用如氯、硫和铁中获得(化学自养型)。

图 9.3 蚯蚓或许是重要的土壤大型生物在湿润温带体系下，它们特别反映了对土壤生产条件的有效影响。

9.3 蚯蚓

蚯蚓大概是世界上最重要的土壤大动物(图9.3)，已知的1800多个品种中，带深红色的光滑陆地蚯蚓(Lumbricus terrestris)和带淡粉红色的异唇蚯蚓(allolobophora taliginosa)长达 25cm 是欧洲东部和美国中部最常见的两种蚯蚓，在热带和亚热带还有其它类型的，有的较小，有的大得惊人，长度可达 3 米。

最有趣的是光滑陆地蚯蚓，它们不是美国自然蚯蚓，随着森林和草原垦成耕地，这些欧洲蚯蚓快速取代了当地类型，当地类型由于土壤耕作带来的环境变化不适应所致，但是生荒地仍然保留着部分土生种。

对土壤肥力和生产力的影响 蚯蚓的重要性是多方面的，特别是上部 15－35cm 土层，是它们摄取有机质最多的土壤，这些物质通过蚯蚓的身体，就会受到动物的消化霉的碾磨作用，这些通过它们身体排泄物质重量每天可以等于蚯蚓身体的重量 。在热带有 250T／ha(110T／英亩) 之多在每年中。虽然这一数字只是温带土壤普通耕层量的十分之一，但是由于蚯蚓活动的扩大，这一排泄物的量是显著的。

和土壤本身比较，这些排泄物带细菌的有机质对植物营养的有效性一定是高的(表9.3)。蚯蚓排泄物周围草类的健状生长可以说明蚯蚓对土壤生产力的影响是明显的。

表 9.3 蚯蚓排泄物和土壤特征的比较(奈及利亚国六种土壤平均)

特征值	蚯蚓排泄物	土壤
粉和粘粘(%)	38.8	22.2
容重(T／m^3)	1.11	1.28
结构稳定性(雨滴稳定性团粒结构数)	84.9	65
阳离子交换量(cmol／kg)	13.8	3.5
交换性 Ca^{2+}(cmol／kg)	8.9	2.0
交换性 K^+(cmol／kg)	0.6	0.2
水溶性 P(PPM)	17.8	6.1
总 N(%)	0.33	0.12

[引自 de vleeschauwer 和 lal(1981)]

其他影响 蚯蚓在其它方面也是重要的，在土壤中留下的孔洞可以增加通气和排水，这对作物产量和土壤的发育也是重要的。另外蚯蚓能够混合和团聚土壤，通过将相当数量的的洞孔中拖入未分解的有机质和树叶与草类。这一作用对非耕作土壤(这里也包括免耕法的土壤) 比耕作土壤更为重要，因为有机质这样可以大量翻到下面，无可疑问蚯蚓既能增加土壤团聚体的大小和稳定性。

蚯蚓喜欢通气良好但又潮湿的环境，因此它们常见在中等质地的高地土壤，这里排水量高于干旱的砂壤或排水不良的低地。蚯蚓需要大量的有机质作为粮源，因此它们在农业厩肥和植物残落物施用多的土壤生长健状。有少数品种能耐 PH 值外，大部分蚯蚓最喜欢生长在不太酸的土壤中。

一些蚯蚓可以专入土壤剖面的下部，躲开不舒适的湿度和温度条件，专入深度常常可

达 1－2 米，不幸的是，当土壤没被残落物覆盖时，秋季寒冻突然降临至使蚯蚓没有转移到剖面深处而被冻死。土壤覆盖对保持较高的蚯蚓数量是很重要的，在这样的突降寒冻的地方。

由于蚯蚓对土壤和其它环境因素的敏感，所以不同的土壤蚯蚓数量的变化广泛，在极酸的森林土壤(灰土) 平均每平方不到一条蚯蚓，相反在草原土壤(软土) 每平方米多于 500 条蚯蚓，在普通的耕作土壤变化幅度从 30—300 多条每平方米在 15cm 耕层(表 9.2)，每平方公顷约等于 30 万条到 300 万条，这些数量的活重量为 110—1100kg / ha(100—1000 磅 / 英亩)。

9.4 白蚁

白蚁或白蚂蚁是分解有机质或分解土壤表面的重要贡献者，白蚁有 2000 多个品种，世界有三分之二的土地面积有白蚁，但是最占优势的是草地(热带草原) 和热带或亚热带森林(湿润和干旱二者) 在热带和亚热带区白蚁补充了甚至超过了蚯蚓。

白蚁湿土巢或湿土堆特征如图 9.4，常见在非洲、拉丁美洲、澳大利亚和亚洲广阔的热带草原区域，它们这些昆虫在这些巢穴中过着非常复杂的群社生活，巢穴中的组织像是它们的城市，在这一城市建设中，白蚁从低层运输到上部土壤水平表面以上，从而携带大量土壤混合物和植物残落物作为它们的粮食。





9.4 非洲耕地中的白蚁土堆，玉米地中的高土堆(左)，另一个土堆白蚁窝剖面的大小和深度照片(右)。[照片由 Dr. .R,Lal 提供]

白蚁弃下物质的量常常比蚯蚓地面排泄物多，有时每公顷 10 吨甚至 100 吨，这一量可以筑成 6 米或更高的假山，甚至在一些荒弃地上，每一巢窝可以提供 100 百万或更多白蚁居住。对白蚁如果放纵不管 10－20 年后，土地的破坏就会不能用于耕地。

白蚁对土壤生产力的影响通常益处小于蚯蚓，主要是因为白蚁的消化过程，白蚁腹中有微生物的帮助，一般消化有效性强于蚯蚓，白蚁的丢弃物通常含有较低的有机质含量，低于周围未挠动的上层土壤，这些挠动土壤由于大大低的有机质含量的心土层物质被白蚁筑巢带到地面形成。

耕地土壤白蚁巢的扩大常常使土壤贫瘠，这不但是由于表层土壤低的有机质含量，而且是由于极大紧实度的巢窝物质，这些物质将土壤颗粒胶结在一起构成白蚁窝。

白蚁是土壤形成的重要因素，在热带和亚热带区，对该区的土地利用既有正面也有负面影响，例如大家知道的一些蚂蚁品种例外的还能破坏一些木质。这些生物有很高的组织

群社，特别活跃地在美国南部、非洲南部的一些热带区域，森林和草原。一些蚂蚁构造显著傍大的蚁窝，这些蚁窝是地下巢穴。有人认为蚂蚁巢穴与土壤有一定关系，因为土壤心土被带到地面，而且大概是土壤面积的 1%以上，甚至在热带地区蚂蚁对土壤有直接的影响。

9.5 蚂蚁

蚂蚁对土壤特征影响的广泛性小于蚯蚓和白蚁，局部地它们没有显著的影响，例如大家知道的一些蚂蚁品种例外的还能破坏一些木质，这些生物有很高的组织群社，特别活跃地在美国南部，非洲南部的一些热带区域，森林和草地. 一些蚂蚁构造显著傍大的蚁窝，这些蚁窝有地下巢穴. 有人认为蚂蚁巢穴与土有一定关系，因为土壤的心土被带到上面，而且大概是土壤面积向 1%以上，甚至在热带地区，蚂蚁对土壤有直接的影响.

9.6 土壤微小动物

土壤中生活着大量微小动物，其中最重要的有三类：线虫、原生动物和轮虫。

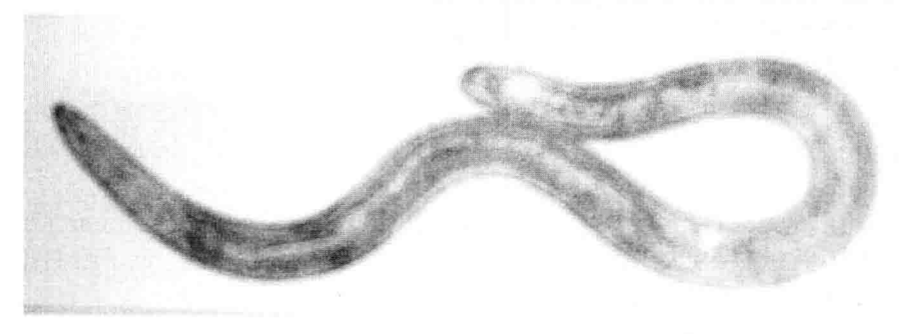


图 9.5 土壤中经常见到的线虫(放大约 120 倍)，已知有 1000 多种土壤线虫，大多数线虫以细菌和真菌为食，但是这些植物寄生种对植物生长有很大危害。[William.F.Mai 提供]

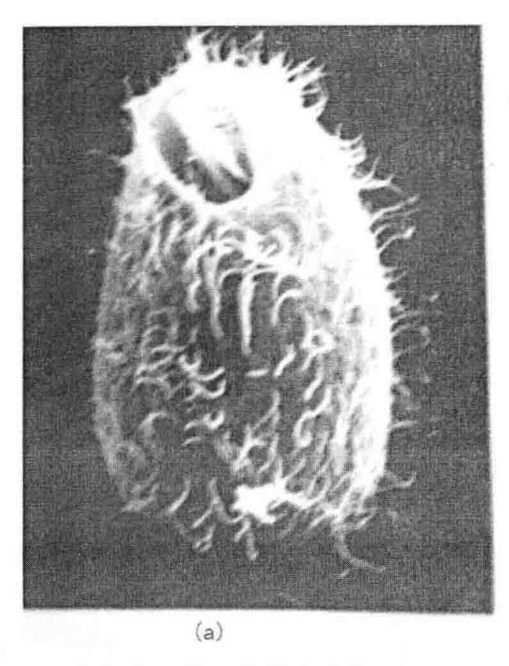
线虫 线虫一般叫做线形蠕虫或鳗形蠕虫，即乎在所有土壤中出现，经常数目大得惊人(表 9.2)，按大小即乎都要在电镜下才能看到，很少大到用肉眼能够看到(图 9.5)。

线虫数量极大，但品种主要有生活在腐败有机物质为主的线虫(食腐线虫) 和食肉线虫，捕食其它线虫、细菌、藻类和原生动物等等。但是有一些线虫，特别是寄生类线虫，可以实际出没有所有作物根系间，大量存在可以造成严重危害，特别是蔬菜作物，在这种情况下线虫的控制是需要的。

原生动物 原生动物大概是动物生命中最简单的类型，而且它们的大部分品种和数量是土壤微小动物(表 9.2)。虽然是单细胞生物，但大于细菌，变化幅度从小于 5 到大于 100μm，而且有不同的较复杂的组织，土壤原生动物包括变形虫类、线毛虫类(图 9.6a) 和鞭毛虫类。

土壤中分离出 250 多种，有时 40 或 50 多种可在一个土壤样品中发现，原生动物活重每公顷耕层变化幅度为 15 至 175 公斤(表 9.2)，有人认为一些群社的原生动物可对人和动物造成病害。

原生动物在排水良好土壤生长最好，在土壤表层最多，一些原生动物捕食土壤中的细菌和其它微生物区系，特别是在植物根系周围和之间(根际)。总之土壤中的原生动物不是太多的，这主要受土壤有机质的腐解和养分释放的影响。



(a)



(b)

图 9.6 土壤中常见的二个微小动物类型：(a) 电子显微镜下的线虫原生动物 Glaucoma scmtiuoms(b) 两个品种轮虫，光显镜照片,左面部分体 Rotaria rotatoria 和右细长整体 odina acuticornus。

轮虫 轮虫是第三类土壤微小动物(图 9.6)，有 100 多种被发现，在潮湿条件下能强壮生长，特别是在沼泽地数量大，轮虫的重要作用如何现在还不太了解，但是它们在泥炭沼泽和矿质土壤的湿地似乎是它们的活动范围。

9.7 高等植物的根系

高等植物是主要的有机产品生产者和太阳能的贮藏者(图 9.2)，在土壤中它们的根系生长和死亡为土壤真菌和微生物区系提供了食物和能量。另外活的根系将土壤物理变形，通过挤压开裂土壤和根系生长穿孔(图 9.7)，随着根系的变化和生长，开始的细小裂隙逐渐增大，由于水分由土壤移出，植物根系进一步对土壤带来物理压缩，这些促进了团聚体的形成。同时根系又提供给大量微生物以分泌物，这些分泌物又进一步稳定了土壤团聚体。以后它们被分解，这些根系提供形成腐殖质的材料，这些作用不仅出现在上部几英寸，而且在较大的土壤深度。

有机组织数量的增加 在收获的时间，大量的根系保持在土壤中，通常是作物地上部分的 15—40%,如果平均数字用 25%来计算，生长较好的燕麦、玉米和甘蔗就可以指望留下根系残落物 2500、4500 和 8500kg／ha，根系残落物对帮助耕作土壤保持有机质是特别重要的和可观的。

根际 高等植物活根系对土壤微生物区系养分有作用，根系从土壤溶液直接回收养分，而且还释放影响养分有效性的物质，大量的有机化合物渗透出来，分泌出来，或通过其它方式在从幼根表面释放出来(图 9.7)，根毛表面的吸收在区域就会增大有效性。

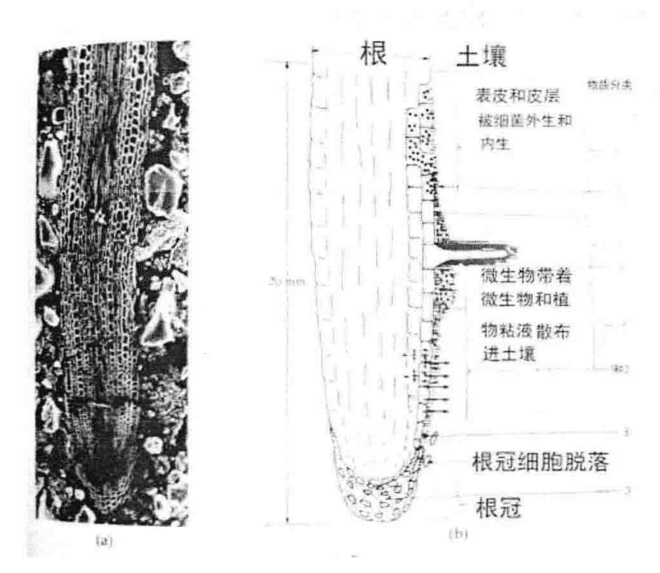


图 9.7(a) 根尖照片图解根系如何扎入土壤和着重说明养分和水分是如何进入根细胞而被植物吸收的。(b) 图解显示根系是如何产生根际有机物的。[引自(a)Chino(1976),(b) rovira 等绘(1979)]

物质分类:

1.简单渗透物从根细胞渗入土壤。2. 分泌物代谢过程中简单化合物释放。3. 植物粘液，根细胞产生和细菌降解的。4. 粘蛋白原，胶态层状粘液化合物与土壤颗粒的混合。5. 溶菌原，被细菌通过细胞消化释放的化合物。

而且幼根周围有机化合物称作溶菌原，这些物质从植物根系释放或脱落，在根系周围形成胶态的一层称作菌溶(图 9.8)，这层溶菌原加强根系与周围土壤的接触。 特别是在水分紧张期间，这是根系的性质，当水分减少时根系大小收缩，从而会减弱与土壤的接触。

在根际中化合物的化学和物理特征是可以部分地代表着植物根系上面所生活土壤微生物的分类，不同类型的微生物对根系和土壤性质有重要影响。

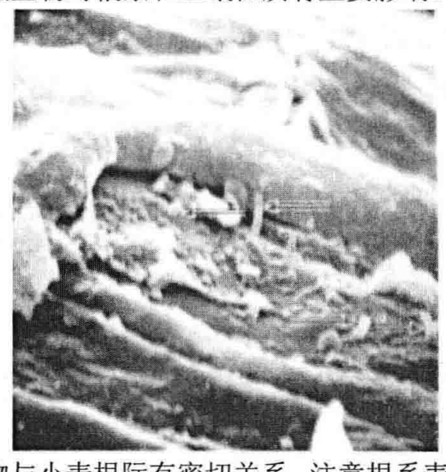


图 9.8 发现土壤微生物与小麦根际有密切关系，注意根系表面的细菌(箭头)，这是电子

显微镜照片(放大 3900 倍)。[L.F.Elioti 提供]

9.8 土壤藻类

大部分藻类是有叶绿素的生物，而且像高等植物能够进行光合作用，要光合作用就需要光，因此发现它们大部分都极接近土壤表面. 藻的活动最好是在潮至湿的条件下。

有数百个品种已从土壤中分离出来。占优势者全世界都差不多，土壤藻类可分为四类：兰绿藻、绿藻、黄绿藻和硅藻。绿藻大部分明显出现在非泛滥地，特别是 PH 值低的土壤。草地似乎特别适宜兰一绿藻的形成；在古老的花园硅藻常常众多。绿藻和兰绿藻二者比硅藻的数量多得多。

藻群的数量一般每平方米 15cm 土层内 10—100 亿个(10000—100000 个／g)。活藻在土壤中的重量可以变化在 50—60kg 每公顷耕层(表 9.2)。

兰绿藻在水稻土和泛滥地的数量特别多，并可看到大量的大气氮被固定并转化结合成有机态。兰绿藻生长在水生蕨类植物的叶片上(红萍)，而且能够大量地固定氮，这对水稻的产量是有意义的。

9.9 土壤真菌

虽然真菌对土壤的影响还不完全清楚，但已知道它对土壤成分的转化中起重要作用，现已鉴定出有 690 个品种 170 个属在土壤中，和细菌与放线菌一样，真菌不含叶绿素，它们的生物质量在土壤中通常变幅每公顷耕层 1000 至 10000kg(表 9.2)，当然真菌主要依靠土壤有机质中的能量和碳。

为了便于讨论，真菌可以划分三类：酵母菌、霉菌和蘑菇。而只有后两类在土壤中最重要，而酵母菌在土壤中很少见。

霉菌 霉菌(图 9.9) 是一种能在显微镜或半放大镜能够清楚看出的细线状真菌。它们在土壤中起着重要作用和蘑菇真菌相比，超过细菌的作用约若干倍。霉菌在酸性、中性和碱性土壤中都能有利地生长，在低 PH 不易受害(见 8.12),然而在酸性的表土细菌和放线菌会发生竞争中霉菌占明显优势，能够忍受低 PH 的霉菌在酸性森林土壤分解有机残落物有特别重要的作用。

土壤中的许多属中，常出现的最一般的有 4 个：青霉、毛霉、镰刀霉和曲霉。所有这些最一般的品种在土壤中最多，它们的优势与否受条件的决定，霉菌食用的有机化合物的复杂性决定着部分霉菌的优势，它们的数量在很大程度上受土壤条件的影响，大概每克干土分离出 100000 至 1000000 个霉菌,15cm 土层每平方米 100—1000 亿个霉菌，这些数字或多或少代表着标准的菌量变幅



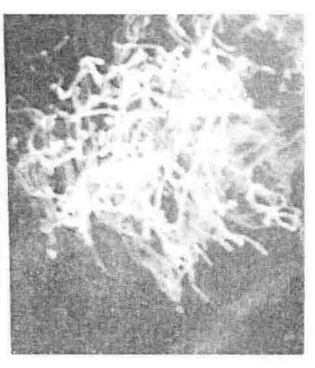


图 9.9 真菌、细菌和放线菌的电子显微镜照片,(a) 带有大量小杆菌的真菌菌丝。(b) 附着在植物根毛上部的杆状细菌。(c) 放线菌菌丝。

蘑菇真菌 蘑菇真菌是常发现在森林和草原土地, 那里有充足的湿度和有机残落物。一些蘑菇是食用的, 而它们的生产是被培育的, 它们生长在地窑和专门设计的房子里, 用混合有机质和肥料提供它们的粮食。

地上果实体只是蘑菇总体的极小部分, 更大质量的细丝状体((菌丝) 发现在地下和有机残落物中, 虽然蘑菇不像霉菌那样广泛分布, 这些真菌木质组织分裂是特别快的。

真菌的作用 在真菌能够分解有机质方面, 真菌是多方面的, 即乎任何一种都是持之以恒的。纤维素、淀粉、树胶、木质部, 还有易分解的蛋白质和糖, 都易被真菌吞食。在影响腐殖质形成的过程和团聚体稳定性的过程, 真菌的作用强于细菌, 它们特别是在酸性森林土壤中活跃, 而且在所有土壤中它们都起作用。

真菌的功能比细菌更加有效, 它们将分解的植物残落物大部分用作建造自己的组织, 真菌分解的物质 50%以上用作变成有机组织, 而相比较细菌只有 20%,另外土壤肥力在不少程度上取决霉菌。因为它们能持续分解复杂的有机质, 在真菌、放线菌的作用发挥完之后。

菌根 从经济的重要性讲, 一些真菌和高等植物根系有一种互助的(共生) 联生, 称作菌根, 菌根术语的意思是"真菌的根", 这一联生首先注意的是在一定的树种联生, 现在知道是很广泛的, 并且作用于大多数植物品种, 包括许多农作物, 这种联合有很大的实际意义, 因为它明显地增加了一些必需营养的有效性, 特别是肥沃土壤。很明显, 共生联合提供给真菌糖和其它分泌物作为食物利用, 进而为真菌提供大量有效必需营养, 包括磷、锌、铜、钙、镁、锰和铁。

有两种类型的菌根联生被认为是实际重要的, 外生菌根和内生菌根。外生菌根包括数百种不同的真菌品种, 主要与树木联生, 如杉树、栎树、铁杉、山毛榉、橡树、云杉、冷杉。这些真菌被根系分泌物所促长, 这些根供给养分给真菌。真菌菌丝穿过在根系周围外层细胞间生长, 但不穿过细胞壁(图 9.10)。

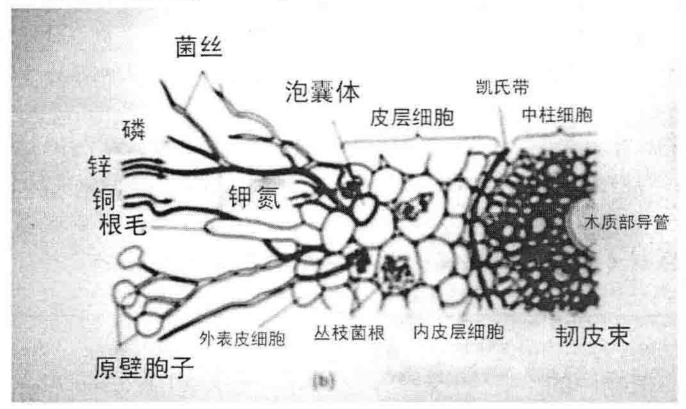


图 9.10 外生菌根和丛枝菌根(VA) 图解, 菌根和高等植物根系的联生。(a) 外生菌根联生产生短分枝小菌根, 覆盖在真菌鞘套上, 这些菌丝可以扩散进入土壤和根细胞间, 但不能进入细胞。(b) 相反 VA 菌根不但能够生长在细胞间, 而且能够进入一些细胞中, 形成所说的分枝状和泡夷状结构, 作为供给植物养分传送者和贮存者。这两种联生, 热带植物为真菌提供了糖和其它食养分, 回收真菌从土壤中吸收的必需矿质养分。[Menge 绘图(1981)]

内生菌根类, 最重要的是称作丛枝菌根(VA), 穿入根细胞壁进入根细胞, 形成菌丝物

质，在细胞内。这类或许是最普遍和最广泛的丛状菌根，这类有被鉴定过的 89 个土壤真菌品种，是从热带到极地形成的 VA 菌根联生体。大多数农作物根系，包括玉米

、棉花、小麦、土豆、蚕豆、苜蓿、糖甜菜、木薯和旱地水稻。含有菌根联生体的还有大部分水果和蔬菜，如苹果、葡萄、柑桔、许多树木包括枫树、黄杨、红木,还有一些重要的树种如苹果，呵呵，咖啡和橡胶也有 VA 菌根。根皮层细胞壁，在正热带植物中能够被 VA 菌根的菌丝穿过，在根物细胞一边分出长枝，小的结构就是我们所说的真菌丛状枝，这些结构被认为是矿质营养从真菌传送到寄主植物的通道。其它结构，称作饱囊类结构。主要用于有机植物营养的其它产物。

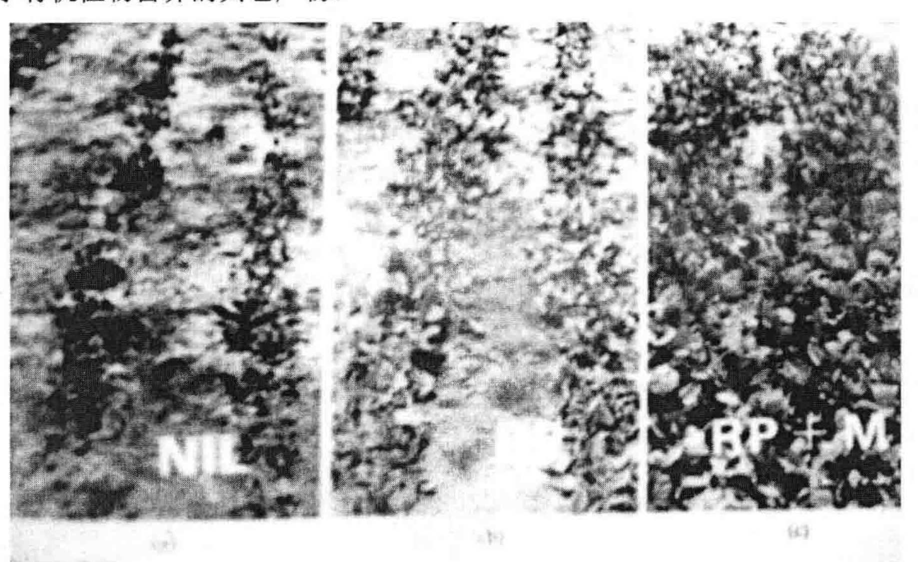


图 9.11 菌根对豆科牧草磷有效性的影响（三裂叶野葛，pueriaPhasseloides）:(a) 无处理；（b）磷灰石；（c）磷灰石加菌根。

菌根能够增加提供的有效养分是通过真菌细纤菌丝具有的养分吸收面产生，经计算侵入根的菌根的表面性是非侵入根的 10 倍之多,而且被菌根联生体吸收大量养分的土壤体积也很大，极细的真菌根毛伸长达 8cm 进入根周围土壤,因此增加了营养吸收,如磷、锌、和铜，而这些养分不易扩散到根部（表 9.4）。在干旱期水分紧缺,在菌根侵入植物弱于非侵入植物,面且 VA 菌根能作为磷的传送者从一个植物传送给相邻的植物,特别是在草原,最近几年研究发现表通光对菌根帮助植物从相对肥沃的土壤中吸收养分具有意义。

表 9.4 菌根接种对玉米苗扩散磷含量增加的影响

植物中的	无磷		增施 25mg / kg	
元素	无菌根	菌根	无菌根	菌根
P	750	1340	2970	51910
K	600	6000	17500	19900
Ca	1200	1600	2700	3500

Mg	430	630	990	1750
Zn	28	95	48	169
Cu	7	14	12	30
Mn	72	101	159	238
Fe	80	147	161	277

[引自 Lambert(1979)]

9.10 土壤放线菌

放线菌像霉菌在菌丝和大量分枝方面,但它们的菌丝体菌丝小于真菌,相似于细菌,放线菌是单细胞,直径大小也相似,它们的孤子分裂很像细菌,虽然历史上放线菌曾和真菌分居一齐,但放线菌很像细菌没有核膜,因此放线菌有时被称作菌丝细菌(图 9.9)。

放线菌发育的最好是在潮湿、空气良好的土壤中。但是，干旱时它们保持活力在程度上强于细菌和霉菌。放线菌一般对酸性土壤条件敏感，它们最佳的发育时间是在 pH6.0 至 7.5(见图 8.12),这一对土壤反应的敏成性常被用来控制土壤疮痂病,这也是放线菌广泛传播的病害,通过用硫磺降低 PH 纸可以控制这一病害.(见 8.9)。

放线菌的数量和作用　放线菌的数量在土壤中超过其它除细菌外的所有生物,它们的数量每克上亿,约为细菌的十分之一,放线菌的活重量超过细菌,生物每公顷耕层在一些土壤可达 4500kg 之多,这一生物数量在高腐殖质土壤特别高, 如老草地和放牧地, 这里酸度不太大。刚耕过的土地有时有芬香味,可能是由放线菌和霉菌放出的。

放线菌无疑的重要性是分解有机物和释放养分。明显地它们能将有机质还原成简单的形态, 即使是抗分解的化合物,如纤维素、 壳多糖和磷脂类,土壤中大量的放线菌在草地,这是放线菌能吞食这些复杂化合物的显示。

9、11 土壤细菌

特征：细菌是单细胞生物，是已知生物中细菌最简小形态之一，它能在土壤中数量快速增加这是非常重要的，它们的快速再生殖能力使它们能够很快适应环境的变化而具有活性。

细菌非常小，单体很少大于 4-5μm（0.004mm-0.005mm）(微粒)长,最小的接近粘粒颗粒的大小,细菌形状的变化可以有球状,杆状,或螺旋状。.在土壤中竿状微生物是似是占优势(图 9.9b)。

土壤中细菌的数量　和其它微生物相比,细菌数量有很大的变化,但数量很高,变化中幅度每公斤土壤从几十亿到 3 万亿,生物量每公顷耕层的肥沃土壤的几百公斤到 5 吨(2.2T/英亩耕层)(见表 9.2)。

在土壤中细菌的存在成、,成团、成线状,称作菌落。许多土壤细菌即能快速营养(生长)阶段,又能够繁殖孢子和相似抗体(休眠阶段),后果者的能力是很重要的,它能够让微生物更易于适应不利条件。

能源　土壤细菌既可以自养型的,或又可以异养型的.(见 9.2 节),自氧型 的获得能量是从无机物质的氧化作用获得,如氨、硫和铁,而大部分分碳的来源自二氧化碳。它们的数量虽然不是太大,但在供给作物养分有重要作用。大部分细菌是异氧型的，它们获得能量和碳从有机物质中直接获得。异养型细菌和真菌与放线菌在一起是一般的土壤有机物质

的分解者。

细菌的重要性 细菌这一类，几乎没有例外，它们在活跃参于有机质转化，在土壤中以供给高等植物养分是很重要的，它们不但是竟争者而且常常超过真菌和放线菌在这方面。

细菌还具有类似一些基本酶转化的专一性，例如不同自养型细菌具有氧化和还原土壤中有选择性的化学元素，如通过氮氧化作用(硝化作用)，一些有选择性的细菌氧化铵化合物形成亚硝酸盐形态，然后再进一步氧化成硝酸盐形态。由于硝酸盐优先易被大多数高等枝物吸收，这一氧化作用对植物营养是有用的。其它的细菌是有代表性的硫磺氧化作用细菌，氧化后的大田硫酸盐离子可以很容易被植物吸收。而且细菌氧化和还原无机离子，如铁和锰，不但影响这些元素的有效性，而且还能决定着土壤的颜色。

第二个重要的过程极大地取决于细菌那就是氮的固定—这是一个生物化学合成过程，是将大气中的氮和氢合成胺，变成高等植物可以利用的有机态氮化合物。这一过程可以由独立于植物的土壤细菌完成，但是固氮的数量相当多的是和植物根系有密切关系的细菌，相当多的是菌根真菌(9.9节)。

9.12 影响土壤细菌生长的条件

土壤中有许多条件影响着细菌的生长，其中最重要的条件是氧和水分的供给、温度、土壤有机质的数量和性质、PH值和交换性钙的存在数量，这些影响被简列如下：

1. 氧的要求
   a. 一些细菌大部分利用氧气(好气的)；
   b. 一些细菌大部分利用结合态氧(嫌气的)；
   c. 一些细菌既可利用游离态又可利用结合态(兼气的)；
   d. 以上所有3种类型通常在一个土壤同时起作用。
2. 湿度关系
   a. 对高等植物最佳的湿度水平(水势 - 0.1至 - 1bar) 通常是大多数细菌最佳水平；
   b. 水分含量影响氧的供给。
3. 适宜的温度幅度
   a. 细菌的活性通常是在20—40°C(约70—100°F) 最大；
   b. 通常土壤温度很少杀死细菌，只是短时间抑制其活性。
4. 有机质要求
   a. 有机质通常是大多数细菌能量来源(异养型的)；
   b. 自养型的细菌不需要有机质作能源。
5. 交换性钙和PH的关系
   a. 高钙浓度和PH值从6至8对细菌最有利；
   b. 钙和PH值决定着专门细菌的存在；
   c. 有些细菌在极低PH(（3.0) 活动，而少数细菌在高PH值下活动；
   d. 交换性钙似乎比PH更重要。

9.13 土壤生物对高等植物有害影响

土壤动物 已经提到，一些土壤动物有害于高等植勿，如一些啮齿类动物如鼹鼠可以严重危害作物，在一些气候条件下是严重危害害虫，特别是对蔬菜。蚂蚁因为它是一些植物蚜虫的传播者，因此应该进行控制，而且很多植物根受线虫危害当出现大量线虫时，有时会有严重损失，因此一些作物生长困难和高代价。

微生物和植物病害 一般地说，微生物区系对高等植物能带来毁灭性的影响，虽然细菌和放线菌都能引起一些病害，而真菌最典型的是作物大多数一般的土壤病源性病害，包括枯萎病、猝倒病、根腐病和包菜和类似作物的肿根病。总之大量病害的发生是由于不同的微生物引起的。

土壤易于大量存在病害微生物，它们的传播给土壤通过农业工具、植物，甚至通过动物食用后的厩肥感染植物，土壤侵蚀也可以从一个地块向另一地块携带病源，一旦土壤存在病源，它就会保持很长时间。

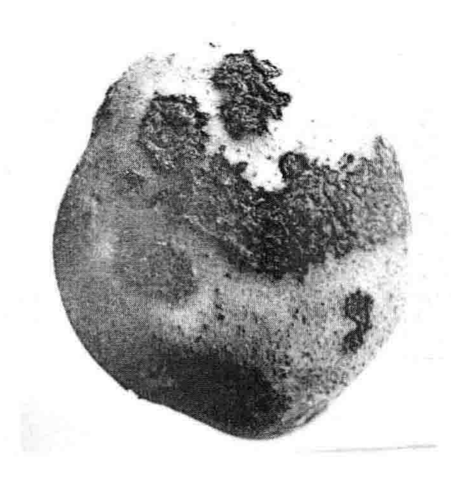


图9.12 危害根系和其它地下器官的土壤病原体，这一土豆被土豆疮痂病病源放线菌吞食，该土壤的PH值约为5.0以上。

土壤管理与病害控制 预防的最好方法是防预土壤病源，严格地检疫制度能够阻止种子病源的传播途经一个农场到另一个农场，消除寄主植物从一些地块无间断地有效寄生，在一些情况下轮作和耕作措施能够用于控制病害。

调节PH值能够有效地控制一些病害，保持低的PH值能够控制土豆疮痂病(见图9.12)，当PH上升至7.0和以上就能帮助控制包菜根肿病这个真菌病害。

潮湿、寒凉土壤能造成种子腐烂和幼苗病害而死去。良好的排水和打垄能够帮助控制这些病害。蒸气和化学消毒是一些病害温室土壤处理的实际方法。繁殖植物免疫一些病害品种在一些作物中获得成功。

养分竞争 土壤微生物危害高等植物的另一个方法是瞬间对有效养分的竞争，土壤微生物可以快速吸收必需养分进入它们的身体，因此让高等植物生长变慢，它们可以利用微生物利用剩下的部分，氮常是竞争最大的元素，相似竞争的还有磷、钾、钙，甚至微量元素，

这竞争在 10 章将进一步详细讨论。

其它的有害影响 在排水不良条件下，活动的土壤微生物区系可以消耗已径友限的土壤氧气供给，氧气的短缺对植物的影响有两个方面：第一，植物根系要求一定量的氧气，用以标准的生长和养分的吸收，第二，氧化态的一些元素，包括氮、硫、铁和锰将被化学还原由微生物的进一步作用，在一些情况下氮和硫一些还原态气体形成，并且将扩散从而损失，在相当酸的土壤中，铁和锰还原产生可溶态的这些元素的毒害量，因此养分的不足和毒害物质是在同样的土壤条件下由生物还原作用形成的。

9.14 土壤微生物间的竞争

除微生物和高等植物竞争以外，土壤中还存在着微生物之间的食物竞争(细菌、真菌、放线菌)，这些异养型土壤微生物在当加入新鲜有机质时对食物源就会发生相互竞争，开始时细菌占优势，因为它们喜欢简单化合物而迅速繁殖，随着简单化合物的消耗，真菌和特别是放线菌，开始强烈竞争，毫无疑问，象这样对食物的竞争规律在土壤中也不例外(图 9.13)。

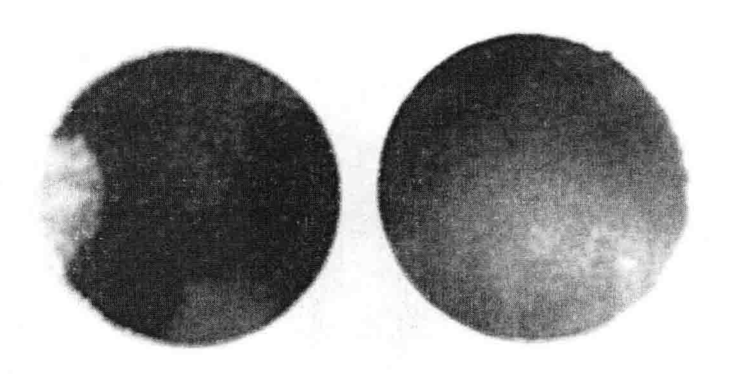


图 9.13 土壤中微生物的相互竞争，真菌的生长，镰刀菌单独在土壤中(左) 这一微生物迅速生长，但当一些细菌,农杆菌,被引入后，这一真菌生长就不明显。[照片 M.A.Alexander 提供]

土壤中抗菌素的产生 还原另外一种强烈并更加致命的食物竞争的微生物，增加了竞争的能力，一些土壤细菌、真菌和放线菌可以产生抗菌素，由于这些物质产生后能够伤害其它的微生物，抗菌素产生了人类和动物疾病治疗的一场革命，目前市场上的许多抗生素：如盘尼西林、链霉素和金霉素，都是发现由土壤中的微生物产生的。虽然土壤中有病源菌至病微生物，还有救命药物的微生物，这些药物的发现标志着医药社会划时代的进步。

9.15 农业措施对土壤微生物的影响

环境的变化影响着土壤微生物的数量和种类二者，森林和草原垦殖成耕地极大地改变了土壤环境：第一，植物残落物的数量和质量(微生物的食物) 明显地降低；第二，高等植物的种类减少。在单一作物栽培和甚至普通作物轮作中，提供植物残落物的幅度远窄于自然森林和草原。

农业措施对不同的微生物有不同的影响，可总结出以下几个规律，图 9.14 说明了总土

壤微生物的种类和数量一些基本关系，例如一些农业技术措施减少总微生物品种和数量(例如由于侵蚀和单一种植)。其它的措施，如施用石灰、化肥和厩肥向不肥沃的土壤，通常能够增加微生物区系的活性，农药(特别是熏蒸剂) 可以强烈地减少微生物的数量在极短的时间内，虽然单一作物栽培通常可以减少品种数量和种类，但是也可以激活增加一些种类的微生物数。

农业技术的主要变化在于对土壤微生物态影响，从而影响高等植物和动物，包括人类。农药的作用，既有正面作用又有负面作用，就是进一步的证明。

基于这一原因，现代的技术对生态方面向的影响应该认真研究。

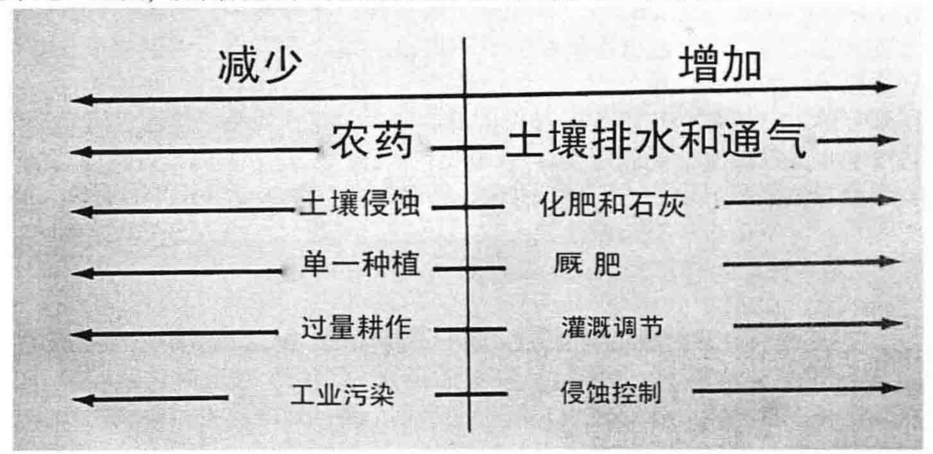


图 9.14 简图说明主要农业措施对土壤微生物种类、数量密度的影响，注意采用适宜的作物生产和土壤预防改良措施一般有利于土壤微生物的种类和数量。

9.16 土壤生物的益处

土壤动物区系和植物区系是不可缺少的，它们对作物生产的影响,对于高等植物它们有许多有益的作用，这里讨论最重要的。

有机质的分解 或许最重要的算是土壤动物区系和植物区系对高等植物的益处是能够分解有机质，通过分解作用植物残落物腐烂并释放植物能够利用的有机态养分，氮是一个重要的例子，同时土壤稳定性团聚体中增加的不仅是粘性的腐解中间产物，而且是更抗分解的腐殖质部分，植物自然地也从这些有益的化学和物理作用中得到好处。

无机物的转化 无机化合物的转化对高等植物有重大意义，土壤中存在着氮、硫和少量的磷离子主要是由于微生物的作用，有机结合态氮、硫和磷被微生物转变成植物可利用态。

同样其它必需有效元素，如铁和锰在很大程度上决定于微生物的作用，在排水良好的土壤中，这些元素被自养型微生物氧化成对高等植物有价值的状态，这一状态下它们的水溶性是相当低的，即使在相当酸性条件下，有相当部分的铁和锰是非溶解态和非毒害态。如果这一氧化作用不发生，植物生长就会发生危险，因为这些元素是水溶的能达到毒害量。

氮的固定 元素氮的固定作用是将高等植物不能直接利用状态的氮转变成可被高等植物利用的化合物，这是土壤微生物过程的重要作用之一(见 11 章)，当然一些兰绿藻和一些放线菌也可固定氮，细菌是最重要的氮气获得者，根瘤微生物，特别是那些豆科植物，一些种类的自生固氮菌和一些放线菌的固氮能力更应该注意，地球上每年有大量的氮被固定为高等植物可利用态。

这是非常明显的，如果功能有效的话，土壤微生物必需要有能量和养分，土壤微生物要获得这些需要分解有机质，帮助产生腐殖质，并留下这些化合物被高等植物利用，这些生命现象和实际意义将在下章的土壤有机质中详细讨论。

9.17 结论

土壤生物是极其重要的对地球生命循环，它们和进入土壤的动植物残渣相混合并消化它们，它们返回二氧化碳进入大气，在这里它可以再循环通过高等植物，同时它们创造腐殖质，这一有机构成极为重要的物理和化学土壤条件。在分解中，土壤微生物释放重要的植物养分的无机形态，它们被植物根系吸收或淋出土壤。它们甚至帮助控制土壤颜色，通过氧化一还原反应的激发作用。

动物部分地还有蚯蚓是有责任的对机械混合残落物进入土壤，并且它们处于一个开放的系统通过水和大气的流动。微生物群落(植物) 是有责任的对大部分有机体腐解，真菌、放线菌和细菌与主要的普通用途腐解微生物，同时细菌和藻类起特别的作用对高等植物提供必需的元素。竞争在微生物与微生物和高等植物之间是对一些养分缺乏，微生物是有责任的，微生物是客观的在决定土壤大部分经营系统中。

思考题：

9.1. 在分解的有机残余物的阶段上(第一消费阶段、第二消费阶段和第三消费阶段)，哪一阶段 能激活微生物群落？解释.（答案:高等植物组织一般分解途径图解。由于高等植物摄取能量和二氧化碳，它们被认为最初生产者，当死亡的植物残落物落在土壤表面，它们就被动物区系和微生物系吞食，它们是第一、第二或第三消耗者，这些生物释放能量和二氧化碳，并生产腐殖质，注意土壤代谢中有 80-90％是微生物区系完成的,第一消耗者)

9.2 对比多样性,土壤生物在自然森林面积与毗邻的草原区，捋发生什么变异和生物的数目,如果土地被清理并种植在每一个领域？解释.（答案：环境的变化影响着土壤微生物的数量和种类二者，森林和草原垦殖成耕地极大地改变了土壤环境：第一，植物残落物的数量和质量(微生物的食物) 明显地降低；第二，高等植物的种类减少。在单一作物栽培和甚至普通作物轮作中，提供植物残落物的幅度远窄于自然森林和草原。垦殖后每一领域都减少.)

9.3.你想要挖蚯蚓捕鱼，描述土壤，覆盖土壤和湿润条件下土壤,你会最可能发现的蚯蚓.（答案：　影响蚯蚓活动的因素 蚯蚓喜欢通气良好但又潮湿的环境，因此它们常见在中等质地的高地土壤，这里排水量高于干旱的砂壤或排水不良的低地。蚯蚓需要大量的有机质作为粮源，因此它们在农业厩肥和植物残落物施用多的土壤生长健状。有少数品种能耐 PH 值外，大部分蚯蚓最喜欢生长在不太酸的土壤中。

一些蚯蚓可以专入土壤剖面的下部，躲开不舒适的湿度和温度条件，专入深度常常可达 1－2 米，不幸的是，当土壤没被残落物覆盖时，秋季寒冻突然降临至使蚯蚓没有转移到剖面深处而被冻死。土壤覆盖对保持较高的蚯蚓数量是很重要的，在这样的突降寒冻的地方)

9.4 解释为什么蚯蚓说是重要的大型动物在土壤.（答案：略。)

9.5 白蚁土堆普遍较低有机质比周围的土壤，而蚓粪是常较高．解释一下.（答案：白蚁对土壤生产力的影响通常益处小于蚯蚓，主要是因为白蚁的消化过程，白蚁腹中有微生物的帮助，一般消化有效性强于蚯蚓，白蚁的丢弃物通常含有较低的有机质含量，低于周围未挠动的上层土壤，这些挠动土壤由于大大低的有机质含量的心土层物质被白蚁筑巢带到地面形成。)

9.6. 线虫一般比其它微生物更重要在农业上,解释。（答案：略。）

9.7．相比较微生物的数量在根际与那些在周围的土壤有什么区别？(答案：略。)

9.8．哪类微生物群落你指望是最活跃的在以下条件和方式下？

a．新鲜厩肥,以补充土壤．b．稻田土壤 c．非常酸性土壤．d 纤维素最忍耐分解的有机化合物．e．土壤暴染疾病的物质 f．哪里大气中的氮被固定(两个) g．哪里光合作用发生（答案：略。）

9.9 你注竞明显差异,在生长的云杉,在两个不同的沙质土壤地区，吸收的磷和其他营养元素不同．哪种菌群最可能造成？解释．(答案：略。)

9.10 相比之下异养型和自养微生物对人类哪是重要的[(答案：能源和碳源 土壤生物可以按照它们的能源和碳源分类成自养型和异养型生物。异养型土壤生物获得能量和碳源主要从有机质分解中获得, 这种生物多于自养型,大多数具有腐解作用的生物都属于这一种, 它们包括土壤动物区系大部分细菌、真菌和放线菌。

自养生物获得能量不是从有机质分解中获得, 而是从其它来源, 如太阳能(光能) 和从无机元素氧化作用如氯、硫和铁中获得(化学自养型)。]

9.11 什么方式影响?微生物间互相和对高等植物？（答案：略。）

9.12 ．哪一组微生物和氧化还原性无机离子有关？哪种为重要的这些转变中 ？(答案：略。)

9.13 ．有什么重要性,以及如何广泛?这些菌根群落?（答案：略。）

第十章 土壤有机质和有机土壤

有机质对土壤的物理性质和化性质影响的大小, 远远超过土壤中少量有机质含量比例的大小。一般说来，有机质的阳离子交换量至少占表层土壤的三分之一或更多，它对土壤团聚体的稳定性比任何一种单一因素更为重要。而且，有机质为微生物提供了能量和建造驱体的成分，有关微生物的活动性前面已经在第九章论述过。

10.1 有机质的来源

土壤有机质来源植物组织, 在自然条件下，树木、灌木、饲草和其它植物的上部和根部每年提供了大量有机残体，农作物也有十分之一到三分之一上部留在地面，或保留原地或混入土壤，当然所有的根仍留在土壤土。这些物质被各种类型的土壤微生物分解转化, 通过渗透和机械混合变成土层中的一部分。所以高等植物，不仅是各种土壤微生物的最初来源，也为土壤创造了稳定的成分和帮助土壤保持有机质水平。

动物通常被看作有机质的第二大来原，它们吞食各种第一来源的植物组织，向土壤提供排泄物和生命周期结束后的躯体。动物的某些类型，尤其是蚯蚓、蜈蚣和蚂蚁，对翻动和转移植物残落物具有重要作用。

10．2 植物残落物的成分

植物残体的水分含量很高, 变动在 60 一 90%,典型数值为 75%(见图 10.1), 以干重为基数, 最多的是碳和氧, 氢和无机元素(灰分) 各不到 10%。以无机元素为基数（原子数），则氢占优势，每 3.7 个碳原子和 2.5 个氧原子有 8 个氢原子。可以说这 3 种无素占土壤中有机质组织的绝大部分。

虽然其它元素存在量很少，但对植物营养和满足微生物体的需要都起着不可缺少的作用，必需无素如氮、硫、磷、钾、钙、和镁是特别重要的，这将以后详细讨论。

植物组织中活性有机化合物很多，而且变化大，可是它们可以分为几种类型，如图10.1。图中表明植物组织中典型的百分数和变化幅度。

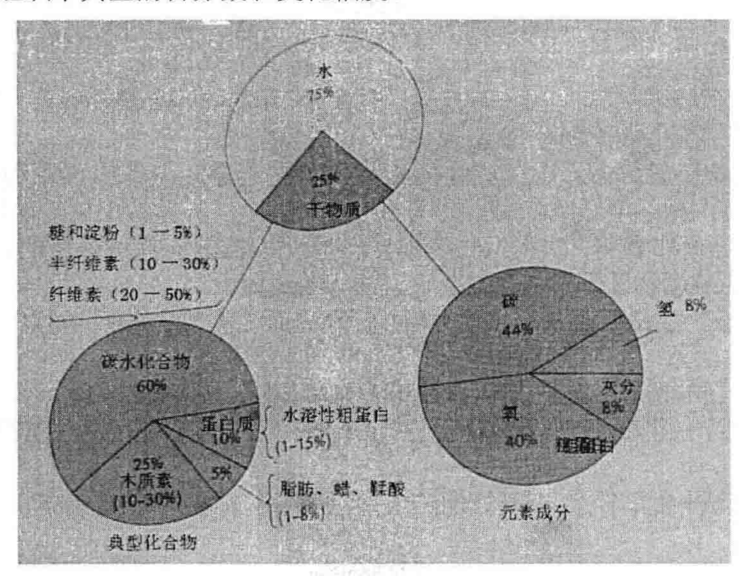


图 10.1 施入土壤中典型绿色植物成分，灰分中所含无机元素包括氮素，括号内所看的化合物百分数为一般变幅。

化合物的一般成分 碳水化合物是碳、氢、氧构成。从简单的糖到复杂的纤维素是在植物组织中常发现最显著的化合物；木质素存在较老的组织中，如茎和其它木质组织中。它们是复杂的化合物，其中有些是环状结构，木质素很抗分解。脂肪和油是比碳水化合物更复杂的化合物，比木质素少，主要发现在种子里。

蛋白质除含有碳、氧和氢一氮外，还含少量其它必需元素，如硫、镁、铜和铁，蛋白质是这些必需元素的主要来源，简单的蛋白质易分解，更复杂的粗蛋白质较抗分解。

10．3 有机化合物的分解

分解速度 有机化合分解速度有很大不同，依照它们分解的难易可列表如下：

1．糖、淀粉、和简单的蛋白质　　　分解快
2．粗蛋白质
3 半纤维素　　　　　　　　　　　↕
4 纤维素
5．脂肪、腊质等
6．木质素　　　　　　　　　　　分解很慢

当有机组织加入土壤后，通常发生 3 种反应：

所有有机化合物往往是同时分解，当新鲜植物加入土壤时，糖和简单的蛋白质分解最快，后来是其它的，木质素最抗分解。

1． 大量的有机质经过酶氧化作用变成二氧化、水、能量和热量。

2． 氮、磷和硫等主要元素，通过各个元素相对专有的一系列特别反应，或被释放或被固定起来。

3. 合成难以被微生物分解的化合物，这些化合物或者是由存在植物中原来的化合物形变或者是由微生物合成的（总之，这些抗分解的化合物包括腐殖质）。

以上的这些反应有很大的实际意义，下面将讲解说明。

分解-氧化作用过程 在好气性土壤，植物残落物的有机化合物分解可进行氧化作用，植物物质氧化部分是由大量碳和氢组成，土壤中有机质的氧化反应如下：

$$-\text{（C，4H）}+2O_2 \xrightarrow{\text{氧化作用}} CO_2+2H_2+\text{能量}$$

碳、氢化合物

在全部反应过程中，包含许多中间阶段. 并且与碳 、氢以外其元素有关的副反应也同时发生。然而土壤中有机物的大多数分解的基本反应是消耗氧和释放二氧化碳。

蛋白质的分解 植物蛋白质及相关化合物，在腐解时，除产生二氧化碳和水以外还有氨基酸，如乙氨酸（CH_2NH_2COOH ）和半胱氨酸（$CH_2HSCHNH_2COOH$）. 然后分解出氮的化合物, 进一步分解产生简单的离子, 如 NH_4^+、NO_3^- 和 SO_4^{2-}。

有机质腐解的例子 图 10.2 表示有机质分解过程的周期顺序。首先，假设在土壤中没有易分解的物质，微生物的数量和活动性就会低，后来，加入充足易分解的组织，在适合的条件下，情况立即发生显著变化，土壤微生物的数量突然增加了好多倍，微生物的活动马上达到高峰，释放热量和形成大量的二氧化碳，新的有机化合物被微生物合成。凡是腐解性细菌、真菌和放线菌都旺盛活动，同时进行着有机质的分解和合成过程。有时微生物的数量可以高达土壤有机质数量的三分之一多。在微生物高活性时，甚至有机土中的有机质也遭到分解。

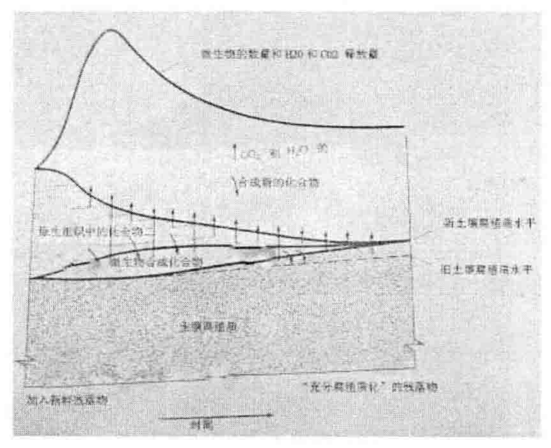


图 10.2 图示新鲜植物残落物加入土壤后的一般变化, 过程时间取决残落物和土壤的性质, 开始微生物的数目与 CO_2 和 H_2O 迅速增加, 接着非常明显下降,土壤腐殖质增加的水平似乎不太明显。

随着易分解食物的耗尽, 微生物有机体的数目开始减少, 当微生物的细胞死亡, 它们的躯体被活的微生物再利用, 继续放出二氧化碳和水, 随着有效的食物和能量进一步减少, 微生物的活动继续减少, 土壤中经常活动的微生物数量又重新回到相对静止的阶段。这时伴随着释放硝酸盐和碳酸盐等简单的产物，有机质这时大部分保持黑色，这些异质的抗分

解的胶体物质和新合成的化合物，通常称作腐殖质。

刚才所描述的这一反应，无不是酶的消耗过程，正如食物进入人的消化系统。土壤中这些酶的作用产物包括：（a）被微生物利用的能量或作为热释放的能量,(b) 二氧化碳和简单的最终产物,(c) 腐殖质。

10.4 土壤有机质的能量

土壤生物消耗的植物残落物和腐殖质用作能量是相当高的, 例如,20T 农厩肥 5000Kg 干物质的施入土壤, 意味着增加 10500 万千焦（KJ）[2500 万千卡（KC）]的潜能, 这等于 3T 无烟煤.。含有 4%有机质的土壤，每公顷耕层 167500 万 KJ（40000 万 KC），等于 50T 无烟煤或 225 桶石油，如果这些能量变成热量，足以将含有 20%水分的土壤加热到 $600^{O}C$ 之多。

在这一消耗过程中，大部分能量作为热量释放而损失，被生物利用的只是少量的，混合堆肥温度的提高就反映了热量的消耗。

土壤能量损失的速度 在英国 洛桑试验站进行过土壤能量损失速度的测定, 经计计算不施肥的低产土壤每公顷损失的热量接近 1T 无烟煤, 相比之下施厩肥较高的高产土壤大约损失 12T/ha, 若把这些损失的热量让土壤同时吸收, 低产土壤温度可以上升 $12^{o}C$, 高产土壤可以上升 $145^{O}C$, 即使在贫瘠的粮田热量的损失也是大得惊人。

10.5 碳的循环

随着有机质的腐解, 二氧化碳是立即分解形成的产物, 碳是一切有机质的共同成分, 也是生命过程中所必需的, 它是很重要的, 因此 , 这一元素的转化被称作碳的循环, 更本质地说, 是“生物循环” 或“生命循环”, 它使地球上的生命延续成为可能，这一变化的图解在图 10.3 中, 腐殖质和二氧化碳是这一循环相对稳定的成分。

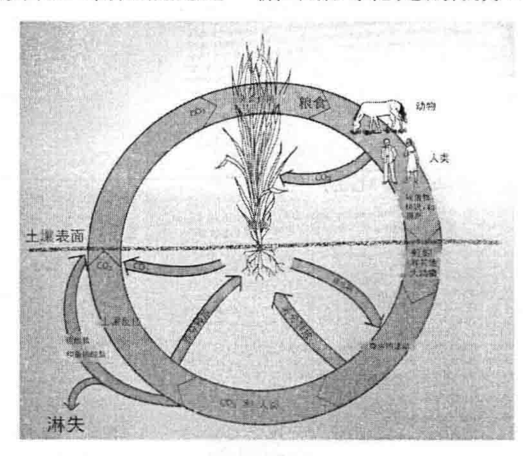


图 10.3 碳的运转通常说成碳的循环, 生物或生命循环, 植物利用太阳能同化来自大气中的 CO_2 成有机化合物, 人类和其它高等动物获得能量和和植物体组织从植物产品中, 后以垃圾或残落物返还土壤, 大生物和微生物消化这些有机物, 释放植物营养和与人类生命相关 CO_2 和相对稳定的腐殖质。Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^{+}等碳酸盐和重碳酸盐被淋洗出，但最后碳又返回循环成 CO_2 的形态。全部放出到大气中的 CO_2 对植物同化又都是有效的。这一生物循环图解了碳是如何进行能量转换并使地球上的生命持续的这个焦点。

二氧化碳的释放 通过光合作用过程, 二氧化碳被高等植物同化并转化成有机化合物,

如 10.3 所讲的那样，植物残体作为有机质进入土壤，它被消化放出二氧化碳。微生物活动是土壤中二氧化碳的主要来源，虽然少量的二氧化碳是由植物根系分泌和雨水带来的。在适宜条件下，每天二氧化碳释放量为 100Kg/ha 之多，最常见的是 20-30Kg。土壤中二氧化碳大部分被排到大气中，在那里被植物再利用，从而完成这一循环。

较少数量的二氧化碳在土壤中起反应，形成碳酸，形成钙、钾、镁离子的碳酸盐和重碳酸盐，重碳酸盐是易溶性的，可能被淋洗损失或被植物利用。

其它腐解的碳产物 有机质分解也产生其它含碳产物，在一些土壤里多少含些元素碳，虽然不特别重要，但其存在是有意义的。在一定条件下，可以产生少量甲烷（CH_4）和二硫化碳（CS_2 ）。而所有这些简单的含碳化合物中，最丰富的是 CO_2. 对人类的健康是相当重要的。

碳的循环无所不包，它不仅包含土壤和土壤中生活的动植物区系，各种高等植物，全部的动物和人类本身在内。碳循环失调，标志着所有生命的灾难。

10．6 简单的分解产物

随着土壤有机质酶促变化的进行，简单的无机产物也开始出现，和二氧化碳一齐，还有植物养分所需要的，特别是氮、硫、磷。如蛋白质被微生物分解就会形成氨基酸，那么，依次分解下去的产物有无机磷酸盐，还有阳离子如 Ca^{2+} 、Mg^{2+} 、K^+ 。这些无机（矿质）产物形成的全过程称作矿化作用。

正是因为分解释放的大多数无机离子对植物和微生物都是速效的，虽然氮和硫受到一些淋溶，但钙、铁、铝却以磷酸盐化合物的不溶态保存下来。有机组织的腐解是植物必需元素的重要来源。

随着有机质的腐解，阳离子如 Ca^{2+}、K^+、Na^+和 Mg^{2+} 释放进入土壤溶液，并被土壤胶体电荷吸附，它们以后可被释放后，被植物利用，也有一部分被水淋洗移出。

10．7 腐殖质-发生和本质

由于腐殖质被称为是异质的复杂的有机化合物的混合物，对它我们所知晓的性质和形态是不完全的，需要进一步研究，但组成腐殖质的复杂的化合物不仅仅是变质的植物物质，这些化合物的形成是通过两种生物化学反应，分解作用和合成作用。

植物残落物化学分解的过程是被土壤微生物破碎和强烈蚀变过程，甚至木质素开裂和和变质，它们的结构单位将崩溃，一些简单的有机化合物也从腐解中产生，次生腐殖质生物化学形成过程瞬间开始，简单的化合物被变质成新的化合物单元，这都是由于土壤微生物的作用。这些新的化合物又在土壤中微生物蚀变或被微生物吞食再合成。

研究认为，存在两类化合物集合在一齐组成了腐殖质，一类是腐殖质类，另一类是非腐殖质类，下面将进行讲解。

腐殖质类 腐殖质组成了 60 一 80%的土壤有机质，它们是由复杂的物质组成，这些复杂的物质较抗微生物的分解。腐殖质的特点是环烷构造，包括多酚（若干酚化合物联接在一齐）和多醌化合物等多种化合物，它们的形成是分解、合成和聚合作用形成的。

腐殖质无一定形状，无一定物理化学性质（如熔点），这是许多简单非腐殖质化合物的特点。它们是无定形、深色、高分子量（变幅在几百至几千）的化合物。

可溶性分组 抗变质和抗溶解于酸和碱的基本腐殖质可分为 3 个化学组：(a)．黄腐酸，分子量最小，颜色最浅，溶解于酸和碱，最易被微生物腐解。(b)．褐腐酸,，颜色深浅中等，分子量中等，溶于碱不溶于酸，抗腐解性中等。(c)．胡敏素(黑腐酸)，分子量最高，颜色黑

色，不溶于酸碱，抗微生物分解最强。

这里应该强调说明，虽然黄腐酸最易降解，但在土壤中还是相当稳定的，并且抵抗微生物的吞食强于新鲜的作物残落物，依环境黄腐酸在土壤中可以分解 15-50 年，褐腐酸在土壤中要分解几百年，尽管物理化学作用是不同的，这三种腐殖质组被认为有一些相似的性质，如吸附和释放阳离子的能力，因此，人们认为它们应该有一个共同的名称“腐殖质”。

非腐殖质类 非腐殖类占土壤有机质的２０-３０％，非腐殖质物质不如腐殖质物质复杂和抗微生物分解，它们是具有一定物理和化学性质特殊有机化合物。其中一些非腐殖质，只有在微生物的活动下，发生分解，同时合成其它物质.

非腐殖质中有多糖缩合物，具有拟糖结构，通用式为 $Cn(H_2O)m$ ，这里 n 和 m 是可变的。多糖能特别有效地增加土壤团聚体的稳定性，还包括多糖醛酸甙，它在植物中没有发现，但可以被微生物合成在土壤中，并一部分被微生物吞食后成为其有机体组织的一部分，有机体死亡后，多糖醛酸甙，正如前面所说，还可以再被微生物吞食或在土壤中和其它有机质相互作用。

非腐殖质类部分是一些简单的化合物，如有机酸和一些似蛋白质物质包括在内，虽然这些简单物质不会大量存在，但它们的存在对植物养分有效性是很重要的，如氮和铁。

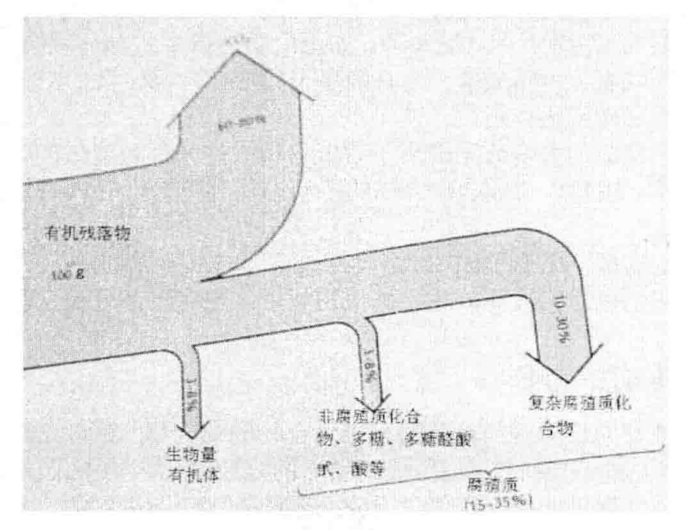


图 10．４图解１００g 有机残落物 1 年后的状态，它们被混进土壤后，三分之二氧化成

CO_2，不到三分之一保留在土壤中，一部分被有机体保留在土壤中，一部分被有机体保留或为大组分腐殖质

图 10。4 显示了来源于植物残落物有碳大约比，它们发现在植物残落物施入土壤后的 1 年后的腐殖质和非腐殖质中，这些碳的大部分作为二氧化碳返回大气，但近三分之一保持在土壤中活的有机体中(5%)或腐殖质中。

类型的相互作用.这里不能推论，腐殖质组和非腐殖质组的反应是各自独立的，正好恰恰相反，它们之间的反应是不断的，并且通常是环环相扣，即便是典型化合物的形成也是两类之间发生的反应，例如，蛋白质和其它含氮化合物的形成就是两类多种有机化合物的反应，包括胡敏酸和多糖，这一反应也使必需氮元素保持在土壤中，因为形成的蛋白质、含氮化合物能够抵抗微生物对氮的吞食，没有这一抵抗，蛋白质就会很容易被分解和水解，形成水溶态 NH_4^+ 、$NO3^-$

的形式，这些在土壤中是很容易被淋失的。

粘粒一腐殖质的结合作用 土壤中另一个稳定氮的形式是通过腐殖质和层状硅酸盐的相互作用，大家知道粘粒有吸持的物理性能

如吸持氨基酸、肽（缩氨酸）和蛋白质，形成复合体，它可以阻碍微生物降解这些含氮化合物，如蒙脱石层间复合体就有很强抵抗分解的性能。因此，粘粒和腐殖质聚合体以反和其它有机物质如多糠的结合，就相对比简单的含氮化合物更能抵抗微生物的吞食。

专一的蛋白质一粘粒链不仅有重要的作用，它在土壤中是发生在有机和无机化合物之间的作用，而且在一些情况下，甚至在没有微生物的条件下，粘粒似乎可以在一些氧化反应和聚合反应中起催化作用，而且在各种有机无机复合体中，包括酚和有机酸与硅酸盐粘粒或铁铝氧化物中的结链中有重要作用。土壤中有一半之多的有机质是通过一定途径和粘粒及其它无机成分相结合，这一结合总量是粘土高有机质含量的一部分。

腐殖质的稳定性 腐殖质不断地遭到微生物的吞食，如果没有每年植物残落物的增加，微生物的作用将会导致土壤中有机质的减少，而且腐殖质抵抗腐解的能力强于植物残落物中所发现的大多数化合物。每年都新合成一些聚合物，几月前、几年前或更早腐解形成后，就将参于每年新的聚合物的合成，对腐殖质有机碳的研究看出，数百年前形成的腐殖质仍在土壤中，显然，一些腐殖质能顽强地抵抗微生物的吞食，这种抵抗是重要的，因为它能保持土壤有机质水平，而且还有助保障氮和其它必需营养，这些都存在抗分解的腐殖质复合体结合中。

腐殖质的定义 从前面的讨论，可看出两点事实：(a). 腐殖质是一个复杂的混合物，而不是单一的化合物。(b). 腐这些化合物或者是由原植物组织转化而来，或是由土壤微生物将分解产物合成而来，基于这两点事实，可以对腐殖质作如下定义：腐殖质是一种复杂的、抗分解的，棕色或黑棕色的、无定形的、胶体有机物质。它是由微生物分解合成的产物，并且具有对土壤和植物有重要意义的物理化学性质。

10.8 腐殖质的胶体特性

在第7章对腐殖质胶体性质已进行了讲解，下面对作为土壤重要成分的重要特征作一简述：

1. 极小的胶体腐殖质颗粒（胶胞）是由碳、氢和氧组成（不外乎是酚、醌、多糖醛酸甙和多糖的形式）。

2. 腐殖质单位质量表面积很大，通常超过硅酸盐.

3. 腐殖质胶体表面带负电荷，电荷来源羟基（-ＯＨ）、羧基（-ＣＯＯＨ）或酚基（⬡OH），负电荷的大小取决于PH值(在高pH时高)。

4. 在高 PH 值时腐殖质的阳离子交换量远超过大多数硅酸盐粘粒，为(150300cmol/Kg)。

5. 腐殖质单位质量的持水量是硅酸粘粒的4-5倍。

6. 腐殖质对团聚体的形成和稳定性有非常的促进作用。

7. 黑色腐殖质较土壤中其它胶体成分更为优良。

8. 腐殖质的阳离子交换反应和硅酸盐粘粒发生的阳离子交换相似。腐殖质胶体也象粘粒一样，带有大量吸附性阳离子（Ca^{2+}、H^{+}、Mg^{2+}、k^{+}、Na^{+}等）。因此，胶态腐殖质也可用粘粒的通式来表示：[胶核] Ca^{2+}、Al^{3+}、H^{+}、M^{+}。和相同的阳离子交换反应表示方法（见7.11节），如前一样，上式的M^{+}表示金属阳离子，如钾镁、钠。

腐殖质对养分有效性的影响 腐殖质能促进矿物破碎，并进而从两个方面促进养分的有效性，第一，腐殖质能够腐蚀矿物，并引起它们的分解，并释放有用的盐基阳离子：

$KAlSi_3O_8 + H^+$[胶核] → $HAlSi_3O_8 + K^+$[胶核]

这些钾从分子态~~转变成吸~~附态、就对高等植物较为速效了。

增加一些阳离子有效性的第二个机制是这些离子通过形成稳定的有机无机复合体。如多糖和黄腐酸与 Fe^{3+}、 Cu^{2+} 、Zn^{2+} 和 Mn^{2+} 形成复合体.。阳离子受矿质颗粒的吸附和矿质颗粒一齐被有机质结合并保持复合体形态，以后它们可被植物吸收或参加其它无机成分的合成。

这些例子让人想起粘粒和腐殖质间的有益作用，土壤中的这两种成分彼此结合，对许多土壤一植物关系是极为有益的。

10.9 有机化合物对高等植物的直接影响，

过去一度有人想像，有机质可以被高等植物直接吸收, 但是, 这种观点后来被放弃了, 现在人们发现, 高等植物可以吸收某些有机氮化合物, 例如, 一些氨基酸和丙氨酸及乙氨酸可以被植接吸收, 但是一般土壤像这类物质有效的量对高等植物对氮的需要量的满足显得太小了。

植物吸收香草酸和其它的苯羧酸已经用放射性碳得以证实，但是这些酸在农业实践中的意义还不清楚，吸收极少量的有机化合物而产生的有益作用可以用有机化合物中存在生长激素物质来解释, 事实上, 各种生长激素化合物如维他命、氨基酸、生长素和赤霉素在有机物质腐解时能被形成，它们可以同时刺激高等植物和微生物生长。

另一方面，土壤中一些有机化合物是有害的，例如二羟基硬脂酸，该酸能够毒害高等植叨，该酸是从土壤中分离出来的。但是，这种毒害物质是在不良土壤条件产生出来的。当土壤条件改善后它也会消失，显然，良好的排水和耕作、施用石灰、肥科可以减少这些有机毒害。

10.10 土壤有机质对土壤性质的影响

在讨论土壤有机质的农业实践之前, 先简要地回顾这些重要
成分对土壤性质的明显影响。

9. 影响土壤颜色-从棕色到黑色。
10. 影响物理性质
    a) 团粒形成促进。
    b) 可逆性、粘结性的降低。
    c) 持水性的增加。
11. 高的阳离子交换量
    a) 2-30 倍大于矿质胶体（单位质量）
    b) 占矿质土壤吸附能力 20-90%
12. 养分供给和有效性
    a) 腐殖质胶体存在着易交换阳离子
    b) 有机物中含有氮、磷、硫和微量元素
    c) 酸性腐殖质能让矿物中释放元素。

10．11 碳/氮比

已多次提到过，土壤有机质和氮素含量之间存在着密切关系。由于有机质中碳的成分很大而且比较稳定，土壤的碳氮比值稳定也不足为奇，在制定正确的土壤管理方案时，这个事实对控制有效氮、有机质总量和有机质腐解速度，并对健全土壤管理机制都是重要的。

土壤的 C/N 比 耕层（上部 15CM）土壤有机质 C/N 比通常变动在 8：1-15：1，中间值在 10：1-12：1 之间，在同一气候条件下，C/N 比变化很小，至少在同样管理的土壤中是如此。C/N 比的变化一般而论与气候条件相关。如干旱地区比湿润地区土壤的 C/N 比低，在气温大致相同条件下，如果年降雨量大致相同，那么较温暖地区的土壤，C/N 比较寒冷地带的土壤为低。C/N 比底土层一般较表土层为低。

植物和微生物的 C/N 比 植物的 C/N 比是不同的，豆科植物有 20：1 到 30：1，而在厩肥和一些蒿杆残体中 C/N 比可高达 100：1，木屑可高达 400：1，微生物体的 C/N 比不仅很恒定，而且很低，通常在 4：1-9：1 之间，细菌组织中蛋白含量比真菌低，因而 C/N 比也较小。

很明显, 进入土壤的大多数有机残体含碳量大而全氮量则较小, 也就是说它们向 C/N 比是高的, 土壤的 C/N 比则介于高等植物和微生物之间。

10．12 碳/氮比的意义

土壤中有机质 C/N 比是重要的有两方面的原因。(a)。具有高 C/N 的残余物进入土壤，能引起微生物对有效氮的竞争。(b) 因为土壤中 C/N 比是相对稳定的，因此土壤中碳的保持一一也就是土壤有机质的保持-在很大程度上决定于土壤氮的水平，从一个高碳物质对氮素的有效影响实际例子看以看到 C/N 比的重要性是十分明显的。

实际例子 假若我们对一个在一个旺盛硝化的作用条件下的耕地土壤进行观察。硝酸盐的量中等，C/N 比就相对的低，从 CO_2 产生较少可以证明普通腐解微生物的活性是比较低的（见图 10。5)。

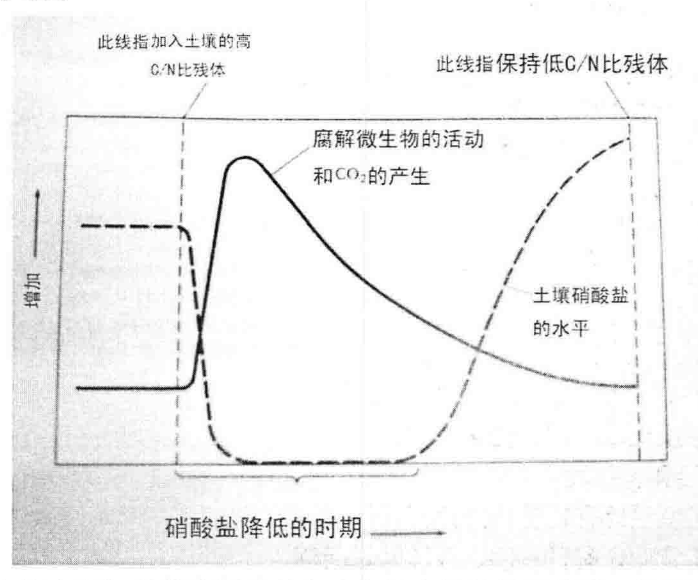


图 10。5 土壤中有机残体腐解阶段和硝态氮之间的循环关系。只要碳氮比高，普通腐

解微生物就占优势而硝化细菌或多或少处于受抑制状态。结果是在硝酸盐降低期间，高等植物只能从土壤中获得少量的氮。这个时期的长度，决定于多种因素，其中 C/N 比是最重要的。

现在假定把大量的高 C/N 比（50：1）的有机残余物加入到能够旺盛分解作用的土壤中，很快就发生了变化，异养植物-细菌、真菌和放线菌-活跃起来，繁殖很快，而且产生了大量的 $C0_2$。在这种情况下，因微生物迫切需要氮素以建造自己的躯体，所以硝态氮从土壤中消失了。在这个时期，很少或没有对高等植物有效的氮（包括氨态氮）。随着腐解的进行，由于碳的损失和氮的保存植物残体的 C/N 比降低了。

这种条件一直持续到腐解微生物的活动由于缺乏易氧化的碳而逐渐衰退。它们的数量减少，CO_2 的形成作用减弱，氮素不再成为最吃紧的因素，硝化作用能够进行。这时土壤中的氮和腐殖质都略有丰富，这个迭替过程就是碳素循环的重要阶段，如图 10。5 所示。

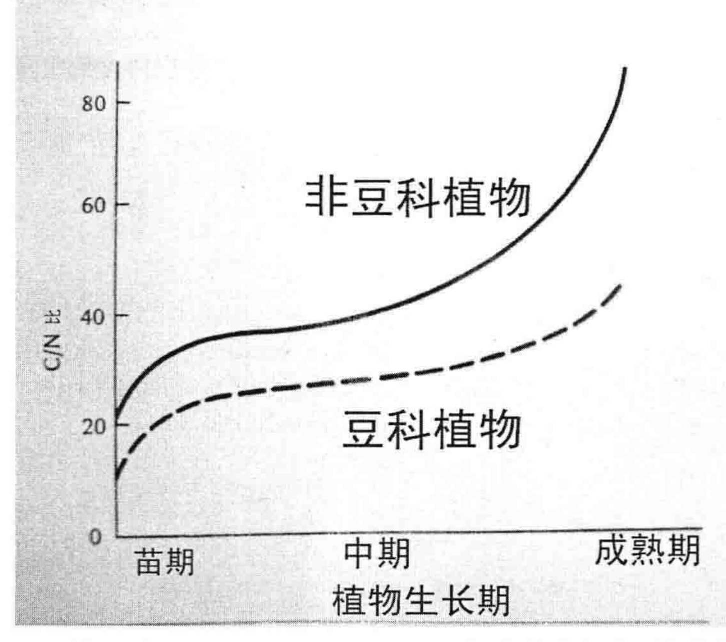


图 10.6 加入土壤的有机残体 C/N 比，决定于翻加植物成熟度，植物越老 C/N 比越高，并硝酸盐受抑制期越长。显然豆科植物组织明显优于非豆科植物，因为豆科植物更能激发土壤中的有机厂质快速转化。

C/N 比恒定的原因 随着分解过程的继读进行，碳和氮都有所减少，碳变为二氧化碳，氮变为硝酸盐淋失或被植物吸收。迟早，全氮损失的百分数等于全碳损失的百分数。到达这个阶段，C/N 比在上部土壤一般为 10：1 和 12：1 在湿润地区（在干旱地区稍低一些）。变得或多或少恒定了，这个比值总比微生物组织稍高些。这个比例的耕作土壤，风化好的热带土壤比温带区土壤稍高些。

硝酸盐降低的时期 硝酸盐降低的时期可以只有一周左右或可以经过整个生长季，有机质腐解速度可长可短，根据情况而变，例如，施用大量分解性残余物硝化受阻的时间也就长，施用残余物的 C/N 低。循环得就越快。因此，苜蓿和三叶草残余物对硝化作用妨碍最少，氮的释放比翻压燕麦和小麦秸秆快些。而且成熟的残体，无论豆科非豆科一般 C/N 高于幼嫩多汁的植物（如图 10。6）。这一有实际意义的事实，对考虑什么时候将有机残余

物施入土壤是有用的。

C/N 比和土壤有机质水平 由于某一地区土壤的 C/N 是相当稳定的，土壤中氮的水平决定性地影响着有机碳的水平或相反。而且有机碳和土壤腐殖质间多少存在着一定的比值（约 1：1。7），任何土壤保持有机质的量很大地决定了氮的存量，因此，氮和碳之间的比值是一个相当稳定的常数，在一般土壤中有机质和碳的比值为 20：1，通常作为土壤的平均值。这一具有实际意义的相对稳定的比值，就是土壤中有机质的含量不能增加，有机氮的含量同样不能增加或相反。这一点在下节将还要讨论。

10．13 土壤中有机质和氮的含量

矿质土壤中有机质的变化很大，矿质表层从痕迹到 20-30%，不同土纲土壤典型有机质和含氮量的变化范围见表 10。1。从表中可以看出，即使是在某一局布地区土壤有机质向变化范围也是较大的。一些矿质土壤，旱成土（干土）一般有机质含量比较低，软土比较高。当然，有机土（有机土纲）通常是有机质成分占优势。

表 10.1.八个不同土纲上层 15CM 氮和有机质一般变化范围和典型水平

土纲	有机质（%）		氮（%）	
	范围	典型	范围	典型
淋溶土	0。8-6。5	3。0	0。04-0。35	0。14
旱成土	0。2- 1。7	1。0	0。01-0。10	0。06
有机土	20-98	80.0	0。6-3。0	2。40
软土	1。5-6。5	4。0	0。07-0。30	0。18
氧化土	1。5-5。0	3。0	0。07-0。25	0。13
灰土	1。5-5。0	3。5	0。06-0。20	0。14
变性土	1。5-3。0	2。0	0。06-0。16	0。10
老成土	1。5-4。0	2。0	0。07-0。20	0。09

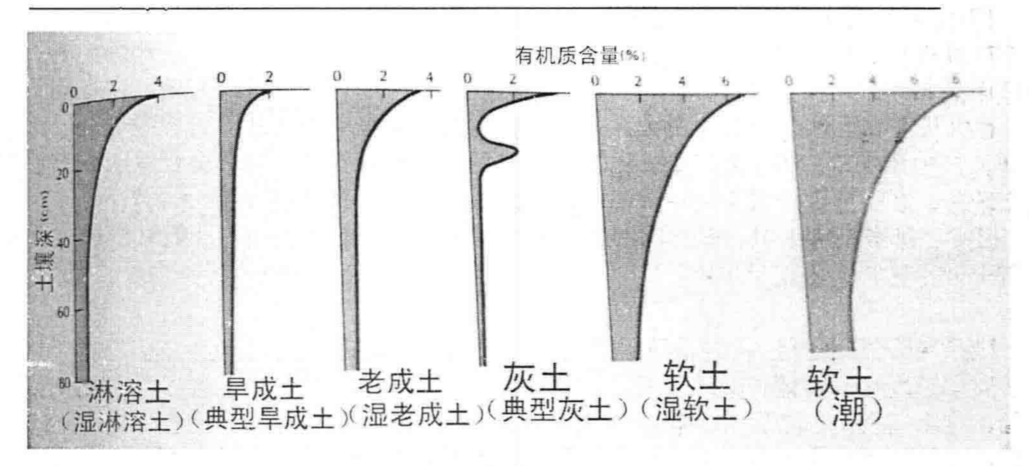


图 10.7 五个土纲典型土壤有机质分布，注意软土有机质含量高，干旱土壤(旱成土) 有机质含量极低，而且还要注意，软土中排水受限的(潮软土) 具有较高的有机质水平.

表 10。1 的数据仅为表层的数据。有机质含量底土层一般很底（图 10。7），由于有机残余物不论在耕作土壤还是在未垦土壤都掺入土壤或留在地面，所以有机质的积累在上层，而且要注意，排水不艮土壤，如沼泽区，通常有机质含量高于排水良好的含量。

有机质与氮的比值 表 10。1 数据说明，土壤有机质和氮的含量间有密切的相关性，这在前节已经谈到，矿质土壤中有机质的平均含量是氮的 20 倍，虽然这一比率对不同土纲有所变化。这一 0•M/N 比率为 20：1，这个数字对粗略地计算这两种成分是有重要价值的。

10．14 影响土壤有机质和氮的因素

气候影响 气候条件，特别是温度和雨量对土壤中有机质和氮含量有重要影响，从气候温暖的地带到气候较寒冷的地带，在美国，有机质和氮的含量，在相比较的土壤中有所增加。同时 C/N 也有所增高。一般说来，温暖气候条件，能促进有机质分解，而寒冷地带的气候减弱有机质分解，在水分条件和植被类型一致的地区，年均气温每降低 10ċ，有机质总量和全氮的平均含量增加 2 一 3 倍。

上面所述可用密西西比谷地的情况作很好的说明（图 10。8），在这里北部大平原土壤有机质和氮的含量比南部大得多。高温能引起灌溉有机质的快速分解，在南部沙漠地区，养分释放速率加快，但残余有机质累积比寒冷地区土壤量低，温度对有机物质的腐解和消失快速影响更为明显。

土壤水分对土壤中氮和有机质累积亦有重要影响，通常，在可比条件下，氮和有机质随水分的影响而增加（图 8。9），同时，特别是在草原地区，C/N 也增大，这可以用干旱区域植被大部分都生长的不足来解释。虽然有机质的增加和降雨量的增大有着相关性，不要忘记，任何土壤有机质水平受温度的影响都和其它因素，包括降水量一齐影响，而不是单独影响。

自然植被的影响 区别气候和植被对土壤有机质、土壤氮的影响是困难的，草原一般在干旱和半干旱地区，而各种林木一般在湿润地区，在包括森林和草原的二者自然植被气候区，草原植被下发育的土壤比森林植被下发育的土壤有机质含量高（图 10。9），显然，草原有机质残体的性质和分解类型对腐解速度的分解进一步降低，因此有机质水平高于所发现的森林土壤。

质地、排水条件和其它因素的影响 除上属两大方面-温度和水分-刚才讨论的外，还有一些局部的关系与土壤中有机物保持的量之间。首先是土壤质地，其它因素恒定时，质地影响腐殖质和氮的百分数。粘质和壤质土壤的有机质含量高于粗质地土壤，这是因为细质土壤有机残余物返回给土壤的量大，并且有机质氧化的速率也比砂质土壤慢一些。而且象图 10。7 所指出的，有机质和粘粒之间存在相互作用，通过有机无机复合体造成高粘粒土壤能够阻止蛋白质氮，进而有机质的降解，结果造成高的有机质含量。

再者，排水不良土壤，由于高的水分含量和相对不良的通气性，一般有机质含量和氮的含量高于排水良好者（图 10。9），例如，沿河分布的排水不良的土壤有机质含量通常高。



图 10。8 年均温度和有效水含量对中西部草地土壤相应有机质含量的影响，当然除气候条件存在差异外，土壤或多或少是可比较的. 注意高温的大田土壤有机质含量较低，水分增加的影响实际是相反的，水分含量增加有利于有机质含量的高水平，气候因素对森林土壤的影响也是很相似的。

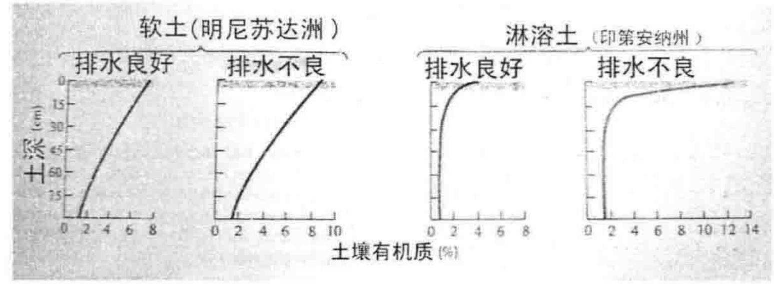


图 10。9 四个土壤剖面中有机质的分布，注意软土（土壤发育在草地）含有较高的有机质，比发育在森林植被（淋溶土）的土壤，排水不良导致有机质含量的增加，特别是在表层。

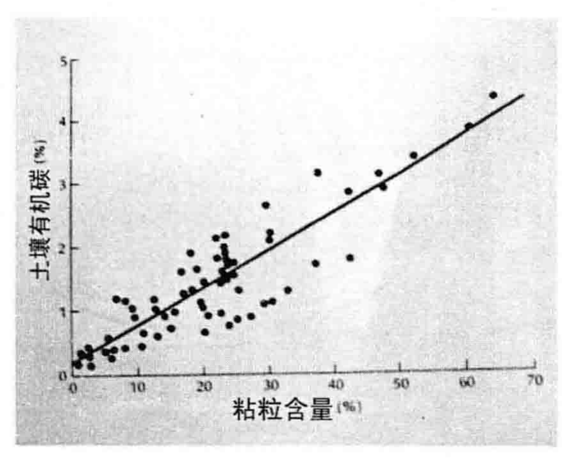


图 10。10 粘粒含量对土壤有机碳水平的影响，在美国北部大平原区。[引自 Nichois（1984）]

种植和耕作的影响 土壤有机质含量发生明显变化是在荒地土壤，不论是森林还是草原上开垦发育起来的土壤，变化从图 10。11 中可以看出，草地土壤随着耕作有机质正常减少，发现作物地的氮和有机质的含量低于开垦荒地是正常的，减少并不奇怪，因为在自然条件下，植被产生的有机质全部返还给土壤，但耕作大量植物物质被带走作为人类和牲畜的粮食并相应减少了返还土地的途经，而且土壤耕作斩碎了有机残余物，并带来了土壤与土壤有机体的直接接触，从而增加了分解速度。

现代的保护性耕作措施能帮助保持土壤表面高有机质水平（图 10。12）和常规耕作比较，该措施要留下高比例的植物残余物于土壤表面或接近土壤表面，该项技术能预防土壤侵蚀而且也能促进作物残余物的快速腐解。

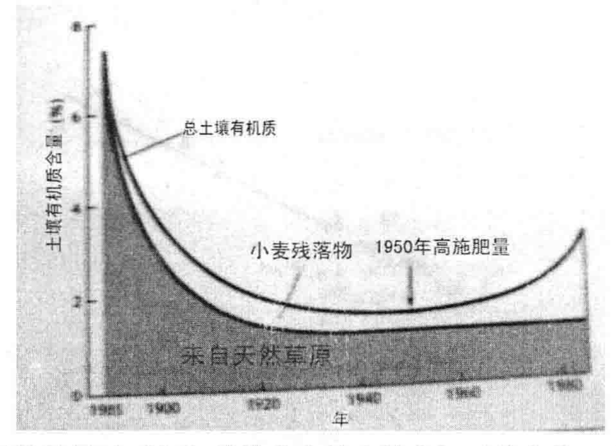


图 10。11 草原植被垦殖后每年种植小麦的土壤有机质的变化，土壤类型为浅色潮软土，注意在前 30 年期间，有机质迅速减而后水平，而且后 60 年过后，有机质保持在来自草原土中一直很稳定，自从稳定的第一次耕作后，1950 年开始麦田大量施肥，小麦产量增加，并且残余物的增加导致有机质的增加[引自 Balesdent(1988)]。

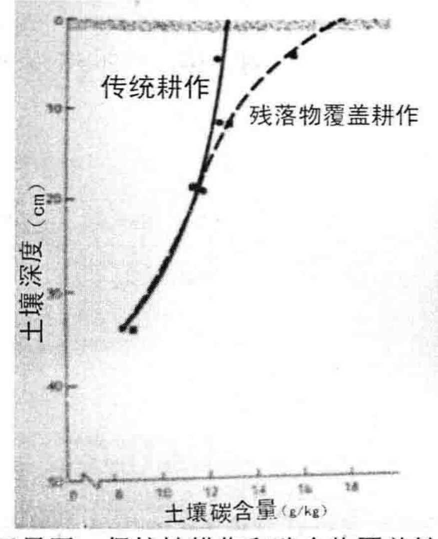


图 10。12 俄勒岗半干旱区，保护性耕作和残余物覆盖性耕作对软土（典型薄层干软

土）有机碳含量的影响。残余物覆盖性耕作将大量作物残余物留在土壤表面或接近土壤表面，因此降低了分解速率。[引自 Rasmusen 和 Rhode(1988)].。

轮作，残余物和植物营养的影响 作物的属性和系列，还有施用石灰、肥料和厩肥影响着有机质水平，关系如图 10。13 所示，看到来自著名的伊利诺大学《早晨》（Morr0w）试验田不同的作物系列和厩肥、石灰和化肥处理开始在这块地，时间是 1876 年，图 10。13 看出从 1903 年在选择地的有机质含量，证实以下结论：

玉米、燕麦和三叶草轮作导致土壤有机质水平高于连作玉米小区，这一轮作中三叶草的固氮和高量的作物残余物好像与高水平的有机质有关。

厩肥、石灰和磷的施用帮助保持大量的有机质水平，特别是作物轮作伴随采用。另外，有机质返还的增加通过施用厩肥，能增加作物残余物，这似乎是有机物质高的原因。

施用石灰和化肥（NpK）在 1955 年，有机质水平的增加明显高于无化肥和施用厩肥的小区。这一增加高的原因可能是由于施用石灰和化肥增加了产量，也增加了作物残余物返还土壤所致。

这一世界著名的小区试验结果告诉我们，保持土壤有机质对提高土壤生产力的重要性。土壤保持高的生产力通过施用化肥、石灰和厩肥，并通过高产作物品种，似乎比相对低产土壤有较多的有机质。根系和地上残余物返回土壤的数量依土壤的产量水平而变，但是大部分耕作土壤似乎被认为有机质含量低于附近的未垦殖地。

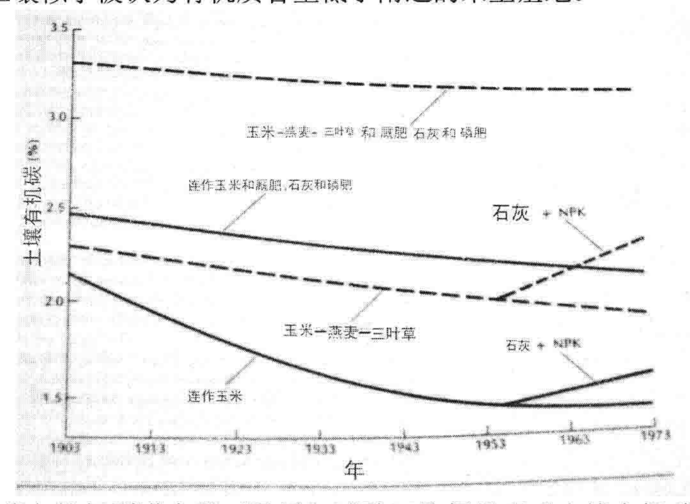


图 10。13 著名的伊利诺大学《早晨》试验田选择处理后土壤有机碳含量。从 1876 年开始处理，经过 27 年，到 1903 年第一次测定并写了报告。注意，厩肥、石灰和磷肥与长期作物轮作能帮助保持高有机碳水平，而且还要注意施用石灰、氮和磷肥以及钾肥《NPK》于 1955 年处理，有机碳的增加比未处理者到 1973 年明显高。[引自 Odell 等(1984 年)]

10.15 矿质土壤有机质的调节

几条控制有机质调节原则必需强调，第一，不企图想像保持高有机质水平而不受土壤-植物-气候控制的支配，例如，在得克萨斯卅想要保持和明尼苏达卅同样高的有机质水平是不可能的。第二，由于土壤氮和土壤有机质有线性关系，所以管理措施必需保持适量氮的投入才能保持适量的有机质水平。当然，包括豆科作物轮作和施用含氨肥料增加土壤产量是两个值得考虑的措施。同时走保持氮淋洗、侵蚀和挥发最小的路子（见 11。20 节）。第三，如果要保持土壤有机质水平，土壤必需获得不断的有机质供给（见 10。14 节），动物

厩肥、堆肥、有机垃圾和作物残余物是主要的有机质源。另外，一些覆盖作物或作物生长为绿肥返回土壤，特别能提供有机质。虽然总有机质增加，虽然总有机质的增施来保持土壤有机质从一个地方到另一个地方的研究不同，建议在东部的中部和东部的北部每年要求施用 5 一 6T 是需要的。第四，为了让约束作物产量限制降到最小, 适当施用石灰和化肥能帮助消除来自化学毒害和缺素的约束, 未垦地植物弃根和地上残余物是有机质水平的来源依懒.。第五，耕作机械搅拌土壤，不仅是控制杂草的需要，而且是保持土壤、适当土壤通气性的需要。保护性耕作措施到耕作最小化（见 15。12 节）的合理程度。这一措施是将大量残余物留在土壤表面或附近，并因此减缓了残余物腐解率，同时保护性耕作能够引起高有机质含量水平。第六，也就是最后，应毫不犹豫采取退耕让其返回自然植被状态在那合适地方，今天大量耕地原本就不该垦殖。

维持腐殖质的经济原则 碳从土壤中损失的速度迅速增加，随着有机质含量的上升，保持高水平的腐殖质不仅困难而且费用贵重（图 10。14），因此保持作物产量所需有机质含量水平以上是不需要的，该含量水平要取决于气候、环境、土壤条件和特定作物生长和连作。显然，北达科卅的软土地区，比温度更高的堪萨斯中部或比雨量更低一些的蒙大那北部的腐殖质水平高一些，无论如何，土壤有机质和氮应该总是保持在经济上可行性的高水平上。

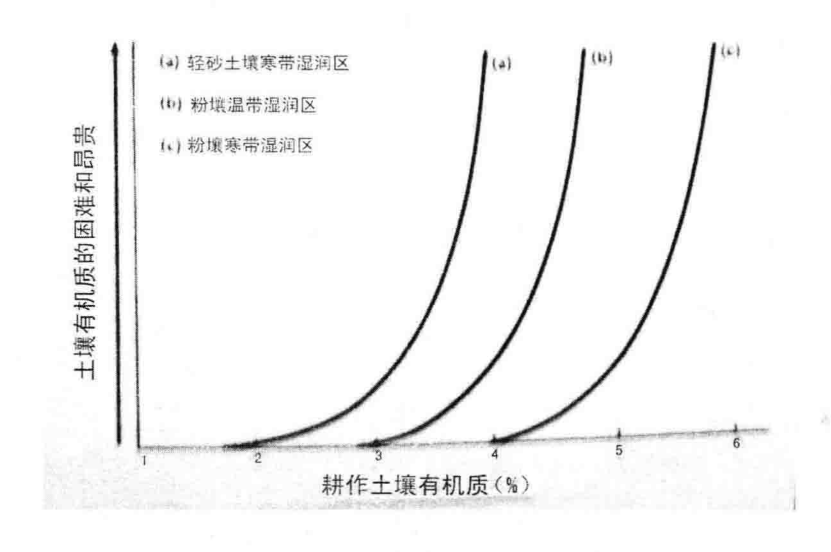


图 10.14 保持耕地土壤有机质在一个高水平下是相当困难和昂贵的, 当曲线作很快相应变化, 土壤有机质百分数状态相对变化随土壤质地变化[质地对照(a) 随(c) 和气候对照(b) 随(c)], 其它因素也相同, 特别是作物轮作类型. 事实上耕作土壤有机质平均含量保持在一个较高水平上是经济可行.

10.16 有机质土（Hiscosols）

以上讨论的焦点主要地是矿质土壤中的有机物质.。下面我们将主意力放在有机质占优势的土壤性质上，这些土壤称为有机质土，被分类在有机土纲中，在土壤分类学中。

有机质土不如矿质土壤那样广泛，占世界土地总面积小于 1%，但便于排水和管理，有机质土是世界最有生产力的土壤，特别是高价值的蔬菜和花卉作物。

术语中的有机质土是有机质含量至少 20%（C 的重量占 12%），这一最小含量，随粘

粒的增加而增加，当矿物粘粒的含量达 60%，这一最小含量为 30%。这种高有机质含量的土壤，具有特别的物理和化学性质。

10.17 有机物沉积的发生

有机沉积物于沼泽、泥塘、湿地累积，这些地方生长有水生植物如水草、香蒲、莎草、芦苇、地衣、小灌木和树木。它的发生是这些植物残余物沉入水中，水减少了有效氧从而抑制了氧化作用，最后起到了防腐的作用。

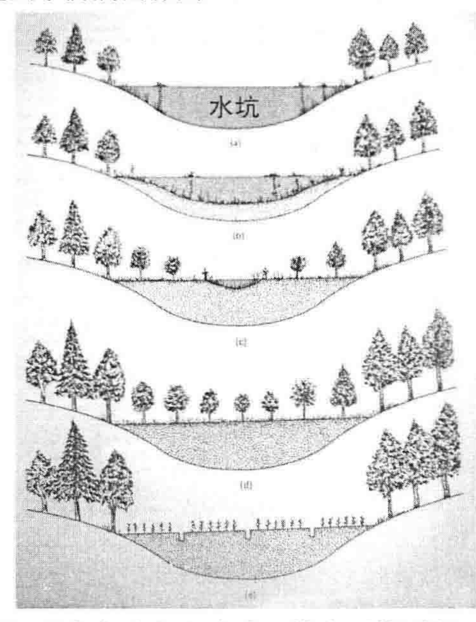


图 10。15 木质泥炭沼译发育阶段和消除及排水后的面积。(a) 周围高地流出的养分有利于植物生长，特别是水坑周围边缘。(b。c) 有机技叶沉于坑底。(d) 最后这个地区长满了树木。(e) 当土地被清理和建设排水系统后，沼泽区变成了极高产的腐殖土。

泥 炭基底分层 植物一代接着一代，植物残落物在沼泽和湿地一层沉积接着一层（图 10。15），这些成层的剖面随时间的前进而变化, 因为后来的植物和前面生长的植物不同, 随着气候的变化和水平的变化, 在间时间中, 这种沉积是无规律和不确定的。剖面中有 10 沉积，因此，层次特征、分解程度和有机组织的性质是不同的。

10．18 泥炭累积的分布、性质和利用

泥炭沉积发现遍布世界各地，而且主要分布在气候寒冷地区，泥炭基底也有发现在热带地区。世界范围的泥炭地接近 300 百万公顷，在美国发现有 7。5 百万公顷。有四分之三的泥炭地分布在冰川作用区，这里泥炭累积强的原因是由于存在的冰川造成的排水受阻，在威斯康星、明尼苏达、纽约和密执安大面积产生的有机土物质卧铺在冰川之下。其它的泥炭地（约四分之一）发现在近海岸区，如佛罗里达卅埃弗格莱兹（Everglades)，加利福尼亚的香蒲、芦苇泥炭基底，相似的积水区在路易斯安那卅和德克萨斯卅。

泥炭类型 按照母质的性质，泥炭沉积可分三种类型：纤维泥炭、木质泥炭和沉积泥炭。纤维泥炭是纤维沉积物，来自不同植物，包括莎草、泥炭藓和其他地衣、水草、香蒲。这些泥炭具有非常高的持水能力。随着腐解纤维物质可以成为理想的大田土壤，而且它们

中的一些可以很酸，因为它的灰分含量低。

木质泥炭发育于树木残落物和大部分通常是（但不是总是）位于有机沉积物的表层。耕作木质泥炭，具有团粒结构特征，和棕黑色颜色，主要因于腐殖质化程度。木质泥炭的持水性能低于纤维泥炭，木质泥炭用于温室苗床不太适宜，木质残落物形成的优质大田土壤，对生产蔬菜有很大价值，在美国这样的木质泥炭主要分布在威斯康星卅、密执安卅和纽约卅。

沉积泥炭 沉积泥炭通常是不好的土壤，它们的形成是深水中各种沉积的混合物，这些物质是高强度胶体并紧密和橡胶状物质当湿时。但在干时沉积泥炭抗吸水成硬块。成块的条件使之不利于植物生长，再者在多数情况下发生在土壤底部，不被人重视，除非它影响沼泽区的排水时才被人重视。

泥炭的利用 在美国作为大田土壤是泥炭土最广泛的利用，特别是蔬菜和花卉的生户，泥炭产品还广泛用于盆栽植物和用作家庭花园和菜园，而且也可用作家庭花园覆盖或商业温室生长。纤维泥炭花盆可用压缩泥炭种植植物，以后可转移至土壤而不需要从盆中移出。泥炭利用在欧洲和北美已成为有利可图的商业。

泥炭沉积物广泛用作燃料，特别在俄罗斯，一些能源站取之于泥炭。泥炭用作家庭燃料在下降，但在俄罗斯偏远地区和欧洲别处还有。

10．19 有机质土的分类

有机质土的分类有两种方法，一种是传统的野外命名法，另一个是美国土壤分类学分类系统命名。不论哪种，都考虑的以原始材料分解阶段的发生为依据。

泥炭和腐殖质 实际上有机质土通常是按照分解状态来区分的，对轻微腐解和未腐解的称为泥炭，对明显分解者称为腐殖质。在泥炭土中，特别在上层还能辨认出原沉积物的植物类型。而腐殖质原植物已分解成不可辨认的程度。

土壤分类学纲 在土壤分类学系统中，有机质土定义为有机质土纲(Histosols), 其下分四个亚纲, 亚纲中的三个：低分解有机质土（Firbrists）亚纲, 半分解有机质土(Hemists) 亚纲和高分解(Saprists) 有机质土亚纲, 它们是重要的对农业 ，它们的主要特征见 10。2。注意有机植物分解程度决定着这些亚纲的划分。低分解亚纲含有最差的腐解物质，高分解亚纲具有最好的腐解物，半分解亚纲处于中间。

10．2 农业意义最大的有机质土三个亚纲的名称和特征

亚纲	有机质腐解程度	客重（T/m3）	普通颜色	持水能力
低分解亚纲	低	<0。1	棕至黄	高
半分解亚纲	中	0。1-0。2	中	中
高分解亚纲	高	>0。2	深灰至黑	低

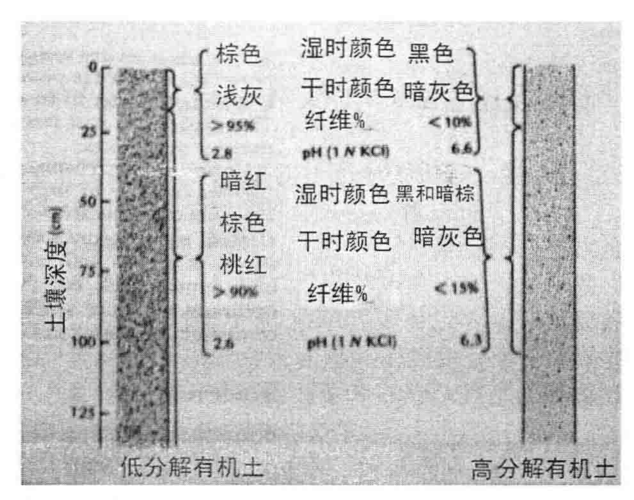


图 10。16 两个有机质土壤剖面特征（a）未耕地低分解亚纲有机质土，含有大量未分解纤维和高酸度（b）相反，高分解亚纲有机质土，只含 10-20%未分解纤维和相对低的酸度。[根据 Farnham 和 Finney。(1966）]

图 10。16 图解高分解亚纲有机质土和低分解亚钢有机质土的土壤剖面，低分解有机质土有较高的百分数的未分解纤维物质和强酸度，耕地的高分解有机质土 pH 接近中性，未分解纤维量百分数低，并且呈黑色。

10.20 野外泥炭土的物理特征

颜色典型耕种的有机质土是黑棕至深黑色，虽然它的发育物质曾是灰、棕、红棕色，在分解过程中有机质的变化看起来似乎和矿质土壤中有机残落物所发生的分解相似。

容重 有机质土干时重量轻，泥炭表层土壤容重只有 0。2-0。3T/m3，相比较下矿质土土壤表层 1。25-1。45T/m3，因此，公顷耕层干有机质土重只有矿质土壤干重的 15-20%。

持水能力 有机质土的第三个重要性质是持水量高单位重量，干燥的矿质土壤吸收和保持五分之一至五分之二的水重，较好的腐殖质有机土保持 2-4 倍干重的含水量，正在腐解和轻分解的苔藓或莎草泥炭具有还要高的持水量，能够持水扩大到 12、15 甚至 20 倍于干物质，这些苔藓和莎草泥炭用于温室和进行覆盖有很大价值。

遗嘁憾得很，有机质土在大田提供给植物的水分赶不上矿质土壤，其原因有二，第一是它们的无效持水量占非常大的比例，远大于矿质土，第二是有机质的重量轻，这意味着同样体积的有机质土不如同体积的矿质土壤持水量大，基于这两种原因在一定的泥炭土体积下，提供给植物最佳水分和矿质土壤比较只是很少的。

结构 典型的木质和纤维有机质土突出的特点是还有稳定疏松的物理条件，腐殖质有机质是大分子胶体和具有较高的吸水力，而它们的粘结性和可塑性较低。大部分有机质土，因此，多孔、通气、易耕作，这些特征使该类土壤特别适于蔬菜生产，但是，在干燥期，轻松的泥炭，结构被耕作破坏、风蚀严重，并产生对作物危害，泥炭干旱时，如发生火灾难于扑灭，并连续燃烧若干年。

10．21 有机质土的化学特点

有机质土物质的胶体性质已经强调（见 7。2 节），应用矿质土壤同样的图解式来表达

第十章 土壤有机质和有机土壤

有机质土胶体复合体：

Ca^{2+},H^{+},Mg^{2+} 胶核

胶核是腐殖质，而吸附的盐基离子力的大小顺序如同矿质土壤：$Ca^{2+}>Mg^{2+}>K^{+}$ 或 Na^{+} (见 7。3 节)。

阳离子交换 占单位重量，有机胶体是无机胶体阳离子交换量最大量的 2-10 倍之多，但是占单位体积，在表 10。3 可以看到，没有明显的差别，1 立方米蛭石两倍于同体积有机胶体的阳离子交换量。在酸性条件下，这一不同有更多的显示，因为有机胶体上面 PH 可变负电荷和 2：1 型粘粒胶体永久电荷相反，但是，细粒云母、高岭石和氢氧化物粘粒阳离子交换量比腐殖质低，甚至以体积为单位也是如此。

表 10。3 有机胶体和若干无机胶体典型的最大阳离子交换量（以干重为基础腐殖 CEC 大大超过矿质，但以体积为基础，蛭石和蒙胶石有较高的交换量）。

胶体	阳离子 CEC		胶体	阳离子 CEC	
	干重基（cmol/kg）	体积基(cmol/L)		干重基(cmol/kg)	体积基(cmol/L)
腐殖质(有机质)	300	75	细粒云母	25	31
蛭石	120	150	高岭石	5	6
蒙脱石	90	113	氢氧化物	3	4

由于不论是在大田还是在温室植物吸收养分，从一定体积吸收比从一定重量吸收更重要，所以用体积为基础评价阳离子交换量更合适，在一定深度，当然，人工排水泥炭土，深根穿透会促进并造成大体积土壤中的养分被吸收。

营养元素的形态 在矿质土壤中，大部分必需营养元素是以非有效态保持着，只有少量交换态和水溶态，从表 10。4 的资料看出，有机质土壤盐基阳离子保持却恰恰相反，有机胶体保持较高的交换态钙、镁和钾的百分数，因此，被有机胶体所保持的大部分阳离子对植物和微生物都是有效的。

表 10.4 在有机质土壤和矿质土壤发现的交换态 3 种阳离子百分数(以土壤固体结构中剩余电荷)

阳离子	交换态百分数	
	矿质土	有机质土
钙	25	80
镁	7	70
钾	0。5	35

PH 和缓冲性的关系 以重量为基础，有机质土具有较高的缓冲性依 PH 值变化和矿质土壤比较，但是以体积为基础差别不明显，有机质土耕层对 PH 值的变化由于施用石灰而增加所表现的缓冲性大于一些矿质土壤。

注意这是重要的，有机质土在给定盐基饱和百分数条件下 pH 值低于典型的矿质土壤。**表 10。5 的数据可以看出这一点。典型的有机质土具有比矿质土壤较高的盐基饱和度，另外土壤 PH 值也低。注意阳离子交换之差，以体积为基础的有机质土和矿质土之间相差很小。**

表 10。5 有机质土和无机土壤所表现的阳离子交换量值

交换特征	重量基（cmol/kg）		体积基(cmol/L)	
	有机质土	矿质土	有机质土	矿质土
交换 Ca	150	8	38	10
其它交换性盐基 M	40	3	10	4
交换性 H 和 Al	60	5	15	6
阳离子交换量	250	16	63	20
盐基饱和百分数	76	69	76	69
PH	5.0-5.2	5.6-5.8	5.0-5.2	5.6-5.8

氮和有机质 有机质土化学变化极大，但一般也有一些特点，耕作有机质土表层的典型分析列入表 10.6，一同列入了典型湿润区矿质土壤的相似分析。

表 10.6 典型泥炭土和矿质土表层分析

成分	泥炭		矿质	
	g/100g 土壤	kg/耕层	g/100g 土壤	kg/耕层
有机质	80。00	440000	4。0	88000
氮（N）	2。50	13750	o。15	3300
磷(P)	0。15	825	0。05	1100
钾(K)	0。10	550	1。70	37400
钙(Ca)	2。00	11000	0。40	8800
镁(Mg)	0。30	1650	0。30	6600
硫(S)	0。60	3300	0。04	880

有机质土有较高的氮和有机质这是当然的，并不需要进一步强调。但是要注意有机质土的 C/N 比为 20：1 而有代表性的矿质作物土壤相比为 12：1。另外有机质土还表现较强的硝化作用（硝酸盐释放），尽管它们的 C/N 比高。很明显，泥炭中的一些碳能阻止微生物的吞食，并不易于被微生物腐解鲜，因此，这些微生物不能过多地受到促进，也不能阻止硝酸盐的产生。

磷和钾 磷和钾在泥炭中含量都很低，而后者和矿质土壤比较更低（见表 10。6），生长在有机质土壤上的作物，因此，需要施用大量的磷和钾。这和矿质土壤不同，有机质土

不固定磷和钾，特别是磷的水溶性相对地受有机质土 PH 的微弱影响。

钙和 PH 有机质土耕层钙含量高明显是由于周围高地渗入沼泽中的渗透水含钙元素高，淋溶是矿质土壤中损失钙的主要原因，并且是有机质土吸附钙的来源，甚至还有一定量的交换性钙，但是，大多数有机质土有明显的酸性，常常非常显著。

镁和硫 有机质土耕层镁的量通常远低于矿质土壤（表 10。6），有机质土长期集约化种植可造成镁的缺乏，除非施用肥料和含这一元素的石灰。

有机质土中丰富的硫是不奇怪的，因为植物组织中含有可观的硫，当硫化物强烈时，硫是丰富的并足以满足大多数作物生长的需要。

10．22 有机质土的管理

有机土的生产力决定于大量正确地管理，这和矿质土壤相同。当土地第一次清理和排水，它常常是多年用作牧草或用作非集约化作物，如水稻、燕麦或黑麦。这些要求季节性管理最小，而且还能保证有机物质分解的正常进行，重型耕作设备可用以促进这一过程，若干年土地可以备好作为集约化经济作物生长。

排水和水位 有机质土的水位应该离土壤表面 45-75Cm 之间。这既便于为生长在该土壤的蔬菜和其它浅根作物提供水分，而且还能保持表面足够的水分，以最大限度地减少表面干旱，从而降低风蚀作用。

保持季节的高水位的另一个益处是减少有机质的氧化作用和土壤的下沉每年可达 5Cm 高度，如果干燥的深度在 1 米或更深的话。即使水位是 50Cm，每年下沉的速度通也有 1Cm。这就是说，水位应保持在要能够保证足够的根系通气性的需要。

结构的管理 正常的耕作是不需要的，因为泥炭多孔和疏松，除非含有大量的粉和粘粒，实际上，耕作有机土需要压实而不需要去疏松，基于这一原因，这种土壤的管理，滚压机和压实机设备是重要的。耕作能破坏有机团粒结构，这些破坏后的粉粒留在土壤中，在干旱条件下，它就会受到风蚀作用，在有些地段，将会出现严重问题（图 10。17）。

石灰的利用 石灰经常用在矿质土壤，在有机质土也有少量利用，常见在周围高地低钙区发育起来的有机质土，酸性腐殖质含有大量的无机物，但是，情况是相当不同的。高酸度条件下导致溶解铁、铝和锰至有毒的量，在这些条件下，大量石灰是需要的，为了作物正常生长，但是过量的石灰是不需要的。在高 pH 值条件下，微量元素象锌、铜和镁被有机质束缚，也会导致这些元素的不足。

商品肥料 商品肥料比石灰更有广泛施用的重要性，有机质土磷和钾的含量较低，这些元素需要增加，除了是新鲜清理的泥炭，腐解和硝酸盐的释放（硝化作用）往往太慢，不能满足作物对氮的需求，因此，这一元素需要大量增施，同时施磷、钾，特别是生长蔬菜的地方。

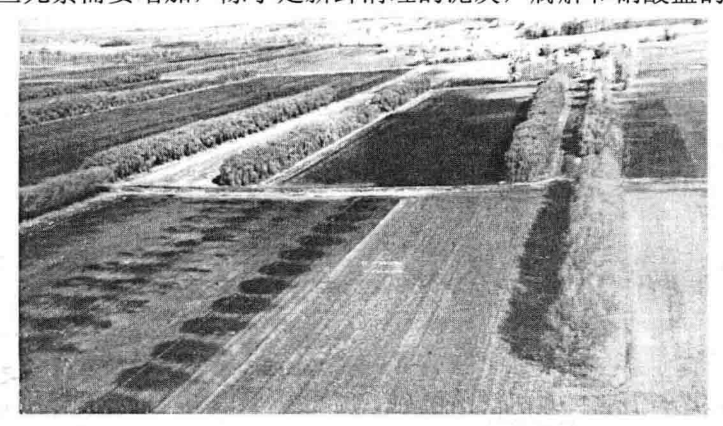


图 10。17 密执安的防风林能够帮助预防珍贵的土地覆盖被吹走，下左面是无防风林的大田，采用的是喷湿的方法来防止风的吹失。[照片由美国农业部土壤保持局提供]。

微量营养元素 有机质土不仅需要增施钾、磷和氮，并且需要一些微量元素，如铜、锌、和锰，硼缺乏也变得显著起来。

通过管理，一是考虑有机后土和大多数矿质土壤有明显地甚至根本的不同，在多种方面，这样说都是对的。但主要地，在这两种土壤所发生的变化相同，养分变成有效的是通也相同的途经，它们的管理有相同的肥力和水分管理原理。

10．23 泥炭和植物生长容器

多年来，用各种容器种植植物，长时间对盆栽植物研究和试验，用各种用途的温室，特别是室内观赏花坛，最近，大量扩大植物盆栽商品生长主要是欢赏植物，也有少量食品植物在扩大。

根生长在容器中，存在特殊问题，主要是物理紧密的花盆经常出现水涝，因为提供适合的水量实际是困难的。水分过量就发生水涝，大部分容器具有水量过多时的排水孔，但是水分排出后盆内也是饱和状态。在这样情况下，如果盆内物质主要是矿质土壤，空隙间就很少有空气，根区很快就会变得嫌气性。问题就变得紧张起来，因为低的土壤容积要求经常去浇水来满足植物的有效性。

在容器中植物管理和大田中是不大相同的，这一问题的解决是在容器中用粗有机质代替大田中的无机部分，原始地这些混合物称为“盆堆”，容纳了一些大田土壤和堆肥。最近，商业泥炭和木材产品，锯末、树皮和木片成为优势的堆肥物质，和蛭石及珍珠岩（两种地质物质），多孔火山岩（渣），或砂，是重要的无机成分，这些物质在颗粒本身间保持水分，并通过颗粒间的大空隙供应氧气对植物根系，即使是浇水后一瞬间。这些物质的低容重增加了优势，对观赏作用来说。用这些例子可以说明泥炭和这些有机物质的用途是多方面的。

10．24 结论

有机质对促进农业用途的土壤利用的重要性不能过分强调，它提供必需的养分和不太过量的持水和离子吸附能力，但是有机质的直接作用是对土壤结构，土壤水分和土壤通气性及土壤温度，似乎超过了提供水分和养分的直接功能，有机质而且作为土壤微生物的食物的来源，因此促进和控制了它们的活性。

矿质土壤有机质的保持可能是对现代和传统农业的要求似乎是最重要的，对于促进作物高产，丰富的残落物（包括氮）返回土壤，或者通过直接或间接的动物饲料消耗后返还土壤。而且还可以通过最小的限制性土壤耕作并保持部分作物残落物留在地面或接近地面而提供。

有机质土（Histosols）高产性和矿质土壤中有机质的性质相同，但是湿地条件和该条件下形成的一些独特的性质，使之有别于矿质土壤，对有机质土水位可以保持在接近表面，这有利于作物生长和防止风蚀及泥炭的快速分解和土壤以后后沉降。

思考题：

10.1. 假设你混合了大量的树叶进入花园苗床,列出五类有机物可能会被发现在这些残落物,并指出是哪一个是(一) 主要氮源转化植物营养, (二)主要来源是二氧化碳的最初几周内的分解,及(三) 认为，由微生物,提供化合物中包括所谓的腐殖质土壤. (答: 略）。

10.2.农民把麦秸变成上几寸一个合理的生产力土壤,然后种植了玉米 作物. 很快玉米证据表明氮不足，是不是显示的玉米田里如果没有麦秸被采纳. 你怎么交代这种差异? 你会期望如何?如果南村已将麦秸变成下一个豆科作物,如苜蓿 ？ 解释.（答案：**(答:** 略）。

10.3. 为什么碳循环有时也称为"生命循环"（答案：随着有机质的腐解，二氧化碳是立即分解形成的产物，碳是一切有机质的共同成分，也是生命过程中所必需的，它是很重要的，因此，这一元素的转化被称作碳的循环，更本质地说，是“生物循环”或“生命循环”，它使地球上的生命延续成为可能，这一变化的图解在图 10.3 中，腐殖质和二氧化碳是这一循环相对稳定的成分。）

10.4.家庭从事园艺的“专家”关于每周无线电广播解释腐植质仅仅是在植物和植物残落物中最初被发现化合物的混合物，并且抵抗了微生物朽烂.您是否同意与专家一致？解释。（答案：**（答:** 略）。

10.5. 区别之间腐殖质和非腐殖质有机化合物在土壤中,并说明有哪是主要来源为土壤有机质以下性质?（一）高阳离子交换容量；（二）形成的团聚体；（三）高分子量；（四）持久性有机物质在土壤中；及（五）的含量高,多酚类物质和多醌类物质.（答案：**（答:** 略）。

10.6. 单糖是最易分解由土壤有机体,并且这些有机材料消失几周，用多长时期有更加抗性的腐殖质化合物保留了在土壤中?（答案：**（答:** 略）。

10.7. 腐殖质解释如何促进土壤形成过程和养分的有效性?（答案:（答: 略）。

10.8.

.明尼苏达土壤有机质是已知的高于土从堪萨斯类可比母质发育的土壤。进而，堪萨斯土壤中含有更多的有机质比新墨西哥。如何解释在每一种情况下的差异？**（答:** 略）。

10.9 土壤和作物管理实践,忽视维护土壤氮,不太可能帮助维持土壤有机质水平。原因是什么?

（答: 略）。

10.10.在明确地区美国在黑土和他们的原生植被清理后种植在这些土地区土壤对有机质的影响是什么？为什么发生变化？

（答案：略）。

10.11.在亚利桑那州的旱成土地区灌溉和作物生长对有机质水平,你欺望有什么影响?（答案：略）。

10.12. 施用石灰和化肥,变相提高了土壤有机质含量在不间断的玉米地，以前没有接纳任何肥料或石灰,为期69年. 如何解释这些化学产品,它不含有机物,可以带来这种改变(答案：略）。

10.13.

在美国和世界?

泥炭沉积发现遍布世界各地，而且主要分布在气候寒冷地区，泥炭基底也有发现在热带地区。世界范围的泥炭地接近 300 百万公顷，在美国发现有 7。5 百万公顷。有四分之三的泥炭地分布在冰川作用区，这里泥炭累积强的原因是由于存在的冰川造成的排水受阻，在威斯康星、明尼苏达、纽约和密执安大面积产生的有机土物质卧铺在冰川之下。其它的泥炭地（约四分之一）发现在近海岸区，如佛罗里达卅埃弗格莱兹（Everglades），加利福尼亚的香蒲、芦苇泥炭基底，相似的积水区在路易斯安那卅和德克萨斯卅。]

[答案：泥炭的利用 在美国作为大田土壤是泥炭土最广泛的利用，特别是蔬菜和花卉的生户，泥炭产品还广泛用于盆栽植物和用作家庭花园和菜园，而且也可用作家庭花园覆盖或商业温室生长。纤维泥炭花盆可用压缩泥炭种植植物，以后可转移至土壤而不需要从盆中移出。泥炭利用在欧洲和北美已成为有利可图的商业。]

10.14. 有机质土阳离子交换和含水容量,那些被知道高于毗邻矿质土壤。 有机土每英亩耕层比矿质土壤少提供养分和水分为植物. 解释为什么?（答：案略）。

10.15. 比较物理和化学性能矿质土壤和有机土（答案：略）。

第十一章　土壤氮硫经济学

在各种必需元素中，对氮的研究可能最多，也最受到重视，这是有多种原因的，它在土壤中有效形态比较少，但每年被作物拿走的量又相对较大。当土壤有大量的氮呈易溶态时，它就会被排水流失并会形成水污染，氮可以通过微生物固定大气中的氮而增加到土壤，但也可以通过其它微生物释放反回到大气中去。氮可以通过氧化作用增加土壤酸度，大多数的土壤氮对高等植物是有效的。总而言之，氮素是一个关系很大的营养元素，不仅需要保持，也应注意调节。

11.1 氮对植物发育的影响

有益影响 氮是许多化合物的组成成分，包括植物生长所必需的叶绿素和酶。它是氨基酸和相关蛋白质必需的成分，而氨基酸和蛋白质又不仅是植物组织的建筑材料，而且是细胞核和原生质这种提供遗传控制的建筑材料，是至关重要的。氮是植物利用碳水化合物过程所必需的和促进根系生长和发育，还有吸收其它养分过程中必需的。

植物对施用氮肥反应迅速，这一元素能促进植物地上部分的快速生长和让叶片浓绿，禾谷谷粒饱满和有些作物多汁，特别是莴苣、罗卜质量要求，氮不足明显时，植物老叶变黄或黄绿，容易脱落。

施肥过量 当施用氮肥过多就会营养生长过旺，和植物发生微风下倒伏(倒地)，作物成熟期延迟，植物极易受病害和昆虫的影响。但是，不是所有的植物都易受大量氮肥的危害，许多作物如牧草、蔬菜最佳的发育需要充分的氮肥，对蔬菜和牧草除非氮过量，否则不会造成危害影响，而硝酸盐在叶中的水平过高，会造成人畜安全危害。同时，对环境的潜在不利影响应以重视。

11.2 氮的来源和分布

矿质土壤表层氮的含量一般在0.02至0.5%%，约0.15%的数值具有代表性，每公顷这样的土壤大约含 300000T 这种元素，显然，大气(80%N) 似乎是氮的无限来源，虽然这种形式的氮不能被植物所利用。

土壤中的氮大部分是有机形态，蛋白质和其它有机氮化合物，常和腐殖质和硅酸盐粘粒结合在一起，它们易受微生物的快速分解，在标准条件下，只有 2-3 的有机质每年被矿化。铵离子被粘粒牢牢束缚(固定) 占氮的数量在表土层占 8%,在心土层约 40%以上，这些被粘粒固定的氮对土壤的有效性只是较慢。

速效的硝酸盐和铵态氮的数量很少高于总氯量的 1-2%,除非那里施用了大量的化肥，而这些可溶硝酸盐态氮易从土壤被淋失和挥发掉。只有充足的有效氮才能满足植物每天生长需要的要求。

11.3 氮循环

土壤中、植物中、动物中和大气中的氮以不同的形态，之间相互作用，称为氮循环(图 11.1)。对此进行了多年的科学研究，它们的重要性是无疑的。

进入耕地土壤中的氮肥是来自如商业肥料、作物残落物、绿肥和厩肥，降水带给的铵和硝酸盐。另外，一些微生物可固定大气中的氮成为植物可利用的化合物。氮的消耗是由于作物带走排水、侵蚀和气态形式的挥发损失。

加入土壤中的氮大部分在移走前都经过许多转化，有机质结合态氮经受着特别的变化，首先是简单的氨基化合物(R--NH_2)，然后形成铵离子(NH_4^+),进而形成硝酸盐(NO_3^-)，然后，氮的转移还没停止，即可被微生物和高等植物吸收利用，被排水移去，被反硝化和挥发作用损失，由此，这些变化循环不止，氮的显著移动性，可与碳素相匹敌。

氮循环的主要部分 在湿润地区任何时候大量的氮都是有机态，这样虽然能免于损失，但对高等植物大部分是无效的。正是这一原因，许多科学努力大量研究有机氮是如何稳定的，又是如何释放供给植物利用的，氮结合成有机态的过程称固定作用，从有机态到无机态转化慢慢的释放过程称为矿化作用。

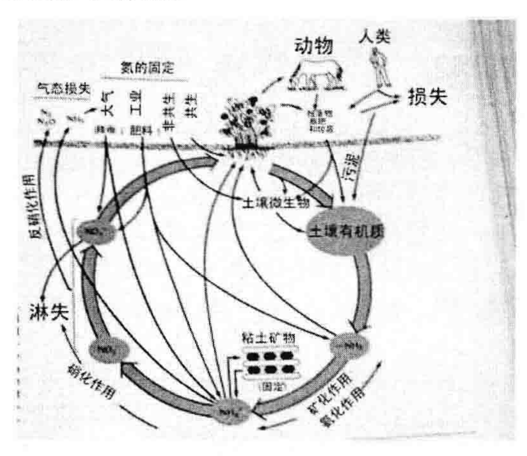


图 11.1 氮循环，强调主要的生物转化(大黑圈)，土壤中补充损失的途循，来自工业合成的化肥是氮元素增加的重要来源，但过量施用对环境有严重隐患。

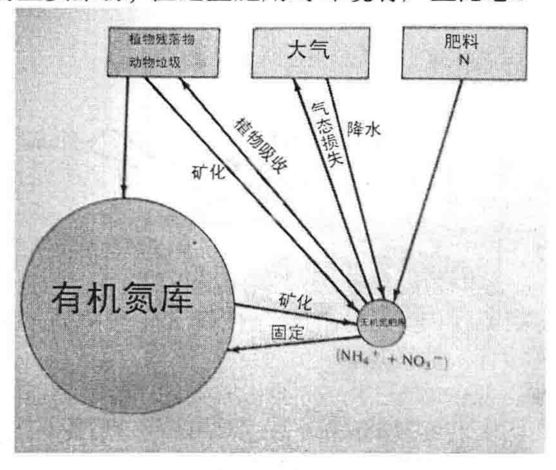


图 11.2 两种主要的氮肥库，转化过程和它们的主要来源。

11.4. 固定作用和矿化作用

简单的无机氮(NO_3^- 和 NH_4^+)转变成有机态作用称作固定过程，它通常发生在动植物

残体，特别是低氮的动植物残体。随着微生物吞食残体，它们吸收无机氮离子并转变成有机组织，此时的反应是氮的固定。当微生物死亡后，它们驱体中的有机氮可以转变成合成的复杂腐殖质的形式，并且一些以 NO_3^- 和 NH_4^+ 离子的形态释放出来。

有机结合态氮释放出无机矿化态(NH_4^+ 和 NO^-_3) 的过程称作矿化作用。虽然包括一系列反应，但单个的反应非常简单具体，各种土壤生物将被简化水解成有机氮化合物，最后都会形成 NH_4^+ 和 NO^-_3 离子。酶的作用可以表示如下，用氨基化合物(RNH_2) 作为有机氮源为例子：

矿化作用

→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→→

$$RNH_2 \underset{-H_2O}{\overset{+H_2O}{\rightleftarrows}} ROH+NH_4^+ \underset{-O_2}{\overset{+O_2}{\rightleftarrows}} NO^-_2+4H^+ \underset{-[O]}{\overset{+[O]}{\rightleftarrows}} NO_3^-$$

←←

固定作用

用(N^{15}) 放射元素氮跟踪试验显示，只有 2-2％的固定化氮每年被矿化，尽管如此，无机态氮的释放占作物需要长期供给的大部分，在湿润温带区域，对有代表性的土壤表层，每年每公顷可达约 60kg／ha，在干旱区土壤，其矿化数量较少，除非灌溉地才能获得来自植物残落物的供给。

11.5 铵化合物的去向

铵态氮(见图 11.1) 可以有五仲去向，第一，认为适量的被土壤微生物用于变成它们驱体中的有机刑态，第二，高等植物能够利用这种氮的形态，在这些方面年幼植物具有特别的能力。一些植物，如兰草梅和低地水稻，铵态氮变成硝态氮后更容易利用。

第三，铵离子易在层间固定(束缚)，易被蛭石，在一定程度上易被细粒云母和有机质固定(11.6 节)。在这些固定形态中，氮不易迅速氧化，当然长时间它可成为有效态。

第四，一些氨气可以直接埙失到大气中去(挥发)，特别在碱土中(11.7 节)，当大量的氨以肥料施入土壤中时，这种埙失是大量的。

最后，当植物和动物组织暂时已经满足时，所保持铵态氮可以有第五方面的去向，最容易的是它能被某些特殊作用的细菌所氧化，首先是亚硝酸盐，然后是硝酸盐，这一过程叫作硝化作用，这将在 11.8 节中讨论。

11.6 铵的固定作用

在农业土壤中，有总量氮的 5-20%发现被铵离子固定,10%是代表性的数字。有机土壤和无机土壤都能进行铵束缚或“固定”，但是这两种类型的固定作用的机制和化合物不同，这我们将分别加以讨论。

粘土矿物的固定作用 一些 2：1 型粘土矿物的结构既有固定铵又有固定钾的能力，蛭石有最大的固定能力，细粒云母和蒙脱石跟随其后，铵和钾离子所曾现的大小正好可以镶入这些矿物晶体单元间层的穴中，由此变成被埔捉式“固定”，作为了晶体的坚固部分(见图 12.16K^+ 的固定)。这些离子保持诽交换态，从这里微生物可以慢慢地对高等植物 释放，铵各种形态之间的关系如下式所示：

NH_4^+ ←→ [胶核 NH_4^+] ←→ [胶核 NH_4^+]

(土壤溶液)　(交换态)　(固定态)

粘粒对钠的固定通常心土层大于表土层，因为心土层粘粒的含量高(表 11.1)，在一些情况下，固定可以认为是一种优点，因为它能保持土壤氮，但在另一种情况下，当固定的铵释放过慢，它的实际价值也就变小了。

表 11. 1 费吉尼亚四种耕作土壤，A 、B 层全氮水平和非交换性或固定性铵占氮的百分数

注意：固定的高百分数是在 B 层

土壤类(土系)	总 N(mg/kg)		固定 NH_4^+ 态氮%	
	A 层	B 层	A 层	B 层
薄层湿软土(没杰克 Bojac)	812	516	5	18
残存湿软土(顿泰 Dothan)	503	336	5	14
薄层湿软土(格洛斯克罗斯)	1792	458	3	17
残存湿软土(伊利罗埃克)	111o	383	6	26

[引自 Baethgen 和 Alley(1987)]。

有机质的固定

液态氨(NH_3) 和其它含游离氨的肥料，或加入土壤形成氨，可和土壤有机质反应形成抗分解的化合物，从这一意义上讲，这种氨可以说是被有机质化学“固定” 或束溥，这种固定作用所发生的反应机制目前还不清楚，但这种特别的反应形成了腐殖质的成份，这一反应的发生在氧化和 PH 值较高的条件下最易发生。

铵的有机质固定的实际意义，因环境情况而异，在固定能力高的有机土中，这一反应会造成氮有效性减少的严重后果，除非使用不能提供游离氨的肥料。但在矿质土壤中正常施用铵肥，有机质固定不一定是太不利的,因为所固定的铵在以后的矿化过程中缓慢释放。

11.7. 氨的挥发

土壤中来自厩肥和残落物分解与肥料中存在的铵可以大量损失，特别是砂土、碱性土和钙质土壤，当这些物质施入土壤表面时这一损失是相当严重的，表面施用不仅使铵和土壤胶体反应的机会最小，而且表面温度往往高而促使氨的挥发，将厩肥和肥料混入土壤上部几厘米，可以减少氨损失 26—75%　。

施肥施入鱼塘和水稻土表面，即使在微酸性土壤，氨气的损失也可以是大量的。施肥施入稻田水中可以促进藻类生长，藻类在水中获得二氧化碳，如同高等植物从大气中获得二氧化碳一样，二氧化碳还原的发生可以增加水田 PH 值，PH 达 9 以上是经常的。在这样的 PH 值，铵化合物可以释放出氨并挥发，直入大气。在高地土壤，由于施肥施入土壤表层下部这种损失可大量降低。

11.8. 硝化作用

硝化作用是铵被某些土壤微生物所产生的一种酶促氧化作用的过程。它包括两个相应的步骤：第一步，由一组微生物(亚硝酸细菌) 产生亚硝酸，紧接着进一步氧化成硝酸，被另一种微生物(硝酸细菌)。这些酶促反应可用下列简式表示：

亚硝化细菌

第一步 NH_4^+ + [o]　HONH$_2$　- 2H　1/2HONNOH + [o]　$NO^-_2{}^-$ +H^+ +能量

→　→　→　亚硝酸根

铵　羟基胺　次亚硝酸

硝化细菌

第二步　NO_2^-　O　NO_3^-+能量

→

在适合这两个反应的大多数条件下，第二个反应是认为跟着第一步的，避免了亚硝酸的累积，这是很幸运的，因为亚硝酸盐对高等植物和动物毒性是很大的。

影响硝化作用的土壤条件硝化细菌对于环境条件的敏感超过大_多数异氧微生物，土壤条件影响硝化细菌的数量和活度，因而硝化作用的活力应得到重视。

铵水平　硝化作用只能发生在有被氧化铵源的地方，象高残落物的 C/N 比率因素可以阻止铵的释放，因而阻止了硝化作用。但是，如果铵存在很高的水平，这可以强迫硝化作用，在碱土大量局部施用液铵或尿素，它们可以通过水解形成氨，出现对硝化细菌的毒害，产生亚硝酸离子累积到毒害水平。

通气性 硝化过埕需要的氧要求土壤通气和排水良好。耕作和细心栽培可以促进硝化作用，最小量耕作条件下硝化作用的速度通常比实际常规的耕作和栽培要小一些。

碳源 硝化细菌(自养) 利用二氧化碳和重碳酸盐离子作为它们身体组织的碳源，在正常土壤中二氧化碳和重碳酸盐水平提供这些碳是足够的。

温度和湿度 最有利于硝化作用的温度是 25—35(77-95^{0}F)，因而，春季冷土硝化作用慢，和土壤给植物提供硝酸盐的能力减小。

在这一条件下，硝酸盐肥料可以直接提供作物需要，硝化速率在温度 35^{0}C 以上逐渐降低，温度超过 50^{0}C(122^{0}F) 基本停止。

硝化作用还受湿度过低或过高的阻碍，殖物生长最佳湿度，也是硝化作用最佳湿度。但是，当土壤水分含量在凋萎系数或甚至低于此系数时，仍能看到硝化作用的发生。

交换性盐基阳离子和 PH 硝化过程最快的地方是存在充足的交换性盐基的地方，大部分硝化作用慢是在酸性矿质土壤，从这我们可以断定硝化细菌对低的 PH 值量敏感的。但是在合理的酸性限度内，当有适量的盐基存在时，看来酸度对硝化作用的影响很小，特别是在泥炭土中，甚至 PH 值低于 5 仍可有明显的硝酸积累。

肥料 硝化微生物对养分的要求和高等植物似乎没有太大的差别，因而含磷钾的肥料可以刺激硝化作用，硝化作用要求提供适合的养分平衡。如同第 11.5 节需要注意，但是施用大量的铵态氮肥对强碱性土壤，要避免和防止大量氨气挥发到大气中去，并减少铵离子对硝化作用的任何负作用。

农药　硝化细菌对一些农药非常敏感。如果使用农药过多会阻止硝化作用的完全进行和降低其它过程。许多研究证实，尽管施用了大量农药的普通大田对硝化作用的影响极小，这将在第 19 章详细讨论。

11.9 硝态氮的去向

施肥或硝化作用形成的土壤硝酸盐氮肥可有四种去向(图 11.1)：(a) 它可以用于建造微生物的身体。(b) 被高等植物吸收。(c) 排水流失。(d) 从土壤中作为气体逸失。

土壤微生物和植物利用 植物和微生物均易吸收硝态氮，但微生物有现成食物供应时(例如，含碳有机残体)，则利用硝酸盐的速度超过高等植物(见 10.12 节)，因此，高等植物对补充的氮肥有时得不到利用。

淋失和气体损失 负电荷硝酸盐离子不能被负电荷胶体吸附，而在土壤中负电荷胶体又多占优势，因而，它们在土壤中易遭淋失，并可自由地向下到水中，在排水中硝酸盐态氮流失的量取决于气候和栽培条件，在干旱和半干旱区的非灌溉地流失少，在湿润区和有灌溉的地方，流失多，在中等施肥地，氮流失量通常不大于 5-10。

重施肥，特别在粗质土壤种植蔬菜和其它经济作物可以增加硝酸盐的淋失，因为雨季前春季种植，氮肥施用水平很高，对保护性耕作系统这一损失的增加可进一步加大，该系统保持土地上的水，可增加淋洗和伴随着增加硝酸盐的流失。

从得到大量氮肥施用率的土地的淋洗水和大面积浓缩的淋洗水的联合作用，硝酸盐的浓度就可以在排水中上升到对人类、牲畜和其它动物危害的水平。要求逐步将硝酸盐淋洗限制为最小程度是显而易见的，这将在 18.8 节进一步与以讨论。

氮的气体损失从土壤中可以发生在硝酸盐还原成氧化氮化合物和元素氮时，这一过程称为反硝化作用。它的形成是由于土壤微生物，通常很少是由于纯化学反应。这两种反硝化作用的机制将还要作简单论述

11.10. 反硝化作用

微生物的还原作用 硝态氮生物化学还原成气体化合物是广泛现象，微生物包括通常的亚性厌氧型还原作用所发生的准确机制，还不清楚。但是，硝酸盐中五价氮的还原为零价氮的主要步骤如下：

→$2NO_3^-$ + －2[o]　　$2NO_2^-$ + －2[o]　　2NO －[o]　　N_2O －[o]　　N_2

→　　　　→　　　　→　　　　→

硝酸盐离子(－5)　　亚硝酸根(－3)　　氧化氮(－2)　氧化亚氮(－1)　元素氮(0)

每步反应的激发来自专门还原酶，注意，虽然任何阶段反应可以停止 和所产生的气体可以释放进入大气(图 11.3)，氧原子可以建造兼气性细菌的身体。

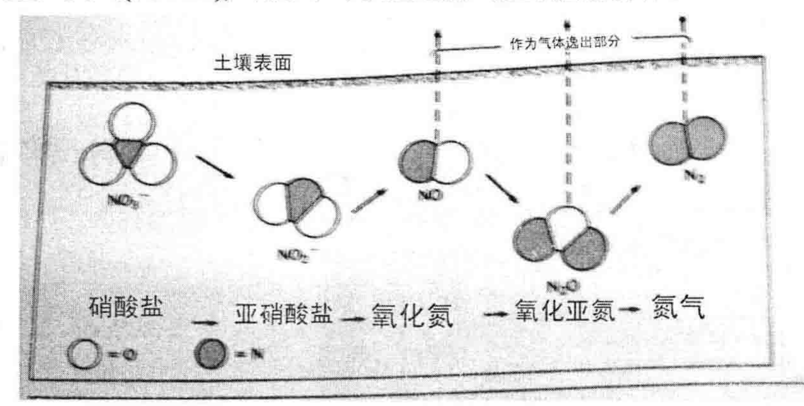


图 11.3. 反硝化作用过程本质示图. 微生物从硝酸盐离子中获得氧，剩下为亚硝酸离子，依次减少一个氧，并产生氧化氮等等。

在野外条件下，亚氧化氮和元素氮(N) 在亚氧化氮占优势时，大量损失，例如在亚硝酸盐(NO_2^-) 存在，和在土壤中氧气不是太低时(图 11.4.) 氧化氮的损失通常不大，在酸性条件下发生较快而明显。

也有这种说法，氧化亚氮在好气性土壤中的铵的氧化作用中，可以被氧化亚氮细菌少量形成，这一发现引起一些科学家的兴趣，但它被认为没有多大的实际重要性。

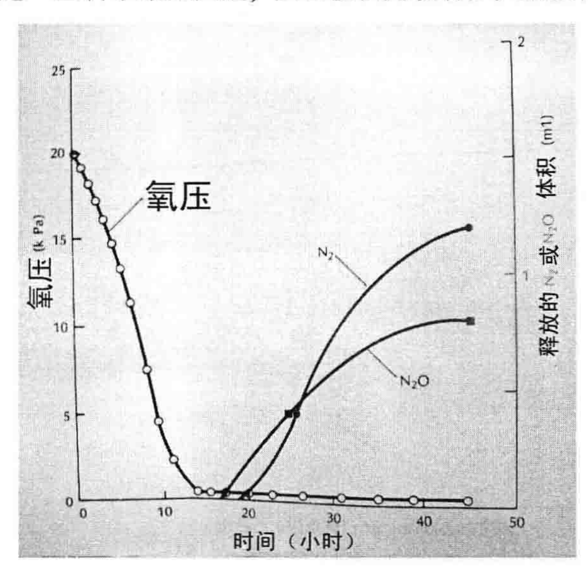


图 11.4. 土壤团聚体内部从降雨后所进行的反硝化还原与氧压和 NO_2 及 N_2 气释放间的关系。这一损失发生在土壤团聚体内部，而且周围土壤为水分不饱和状态。[引自 Leffe.Laar.(1986)].

化学还原 在非微生物过程条件下，氮可以通过还原作用在土壤中形成气体形态，例如，亚硝酸离子在微酸性溶液将变成氮气。那是在和一些铵盐，如和含氨化合物象尿素接触时；或是和木质素、笨和碳水化合物接触时，对尿素可发生如下反应：

$2HNO_2+CO(NH_2)_2 \rightarrow CO_2\uparrow +3H_2O+2N_2\uparrow$

亚硝酸盐离子　　尿素

该反应造成的这些气体损失是纯化学作用，它既不要求有微生物的存在，又不要求优越的土壤条件，但是这种反应的实际作用不大。

通过反硝化作用氮的损失量 可以这样估计，反硝化作用确实损失程度，因种植和土壤状况而异，在排水良好的湿润区土壤中，反硝化作用损失可以不大于 5-15kgN/ha.yr(年)，是在大雨不造成短期通气不良情况下(表 11.2)。 但在排水受限的地方，当施用大量铵和尿素时，氮的实际埍失量可以达到 30-60kg/ha.yr 年)，是不足为怪的。

在淹水土壤，象水田施肥，反硝化作用的损失是很高的，常常施用氮肥量的 60-70%作为氮的氧化物或元素 N 挥发，这一损失的发生过程如图 11.5。将肥料混入通气不良的土嚷，可预防硝化作用大量硝酸盐的形成，损失就会减小，在一些情况下，肥料深施可将肥料利用系数提高一倍。

表 11.2. 施用氮去向的两种试验，一个是在俄亥俄州，另一个是在低湿地区的俄克垃荷马州。

在高湿区的俄亥俄州是淋洗作用损失，而干旱区的俄克拉荷马州挥发作用较强。

施用 N 去向	高梁一苏丹草	玉米

	(俄克垃荷马州)%	(俄亥俄州)%
植物吸收	60	29
土壤有机质	33	21
淋洗	0	33
气体损失	7	17
	100	

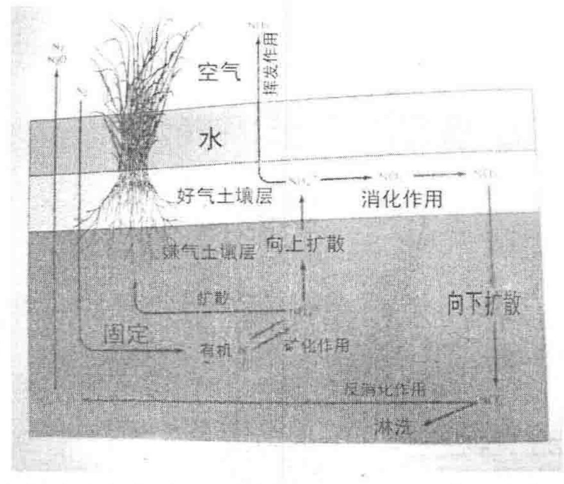


图 11.5. 泛烂土壤体系中好气和嫌气土层硝化和反硝化反应与相应氮损失控制过程的动力学。硝酸盐形成于较薄的好气性土层，也就是土水层间的下部，扩散到下部嫌气(还原)土层，就会反硝化形成 N_2 和 N_2O 气体形态，它们会损失到大气中去。当施入尿素和含铵肥料到嫌气土层，要防止铵离子的氧化成硝酸盐，进而造成大量还原损失。[引自 Patrial(1982)]。

大气污染 从土壤向大气损失氧化亚氮(N_2O) 被认为对环境有一些危害。因为氧化亚氮进入平流层后，氮的氧化物和水结合形成硝酸(HNO_3)，这是所谓的酸雨的主要诚分。氧化亚氮也可以部分地反应产生臭氧破坏作用(O_3)，该气体能帮助地球防护来自太阳紫外光的危害，如果这些臭氧保沪层消失，地球表面就会变暖，就会产生严重的生态后果。另一个氧化亚氮的大量来源是热带森林和林地与工业区，汽油发动机排气，氧化亚氮从农业土壤中的损失被认为其含义远远超出农业。

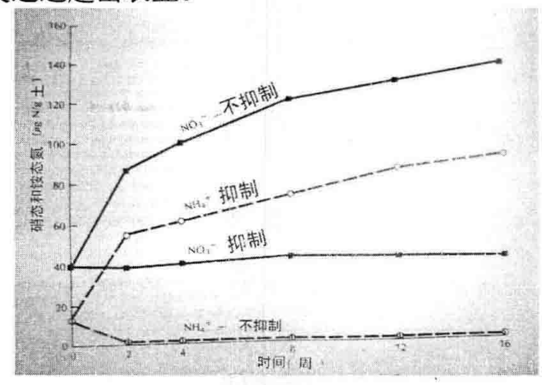


图 11.6 用泥肥改良粉粘壤控制硝酸盐和铵离子水平对硝化作用的影响。(典型薄层湿软土，细质混合中温土族)，不抑制的硝酸盐水平上升很快，同时铵离子水平下降，随着 NH_4^+ 离子的形成，很明显，它们被氧化成硝酸盐，抑制者硝酸盐的存在保持在需要的不变量，但 NH_4^+ 离子由于它们没被氧化还大量增加，抑制资料的数字变化幅度保持是用 2－氯－6(三氯甲基) 吡啶和 2－氨基－4－氯－6－甲基密啶抑制剂。[资料引自 Meclung 等 (1983)]。

11.11. 硝化作用的抑制

氮通过挥发和淋洗的损失通常很大，当土壤中长期存在硝态氮时就是这样。当氮肥施入秋后作物成塾地或甚至春季潮湿的土壤中，损失量就高，减少损失，保持多施铵态氮肥比硝态氮肥要好得多。

最近几年化学发现硝化过程可以抑制，有两种较有效的抑制剂，那就是 2－氯－6(三氯甲基) 吡啶，销售商标名为：氮－增效剂，和 2－氨基－4－氯－6－甲基嘧啶，销售商标名为：氮－延缓剂(图 11.6)，这两种化合物能抑制铵氧化成硝酸，2－氯－6(三氯甲基) 吡啶已得到广泛应用，它相对不贵，有效使用率为 0.5kg/ha 或再少些。它通常和液氨一块使用或掺在干肥中，如尿素中使用。

2－氯－6(三氯甲基) 吡啶通常情况下反映很好，特别在反硝化作用较大或硝酸盐淋洗较多的地方。因此，它用在砂土(减少淋洗) 和排水不良土壤(减少反硝化) 一定有重要作用。

2－氯－6(三氯甲基) 吡啶的有效性还决定于土壤温度，抑制剂相当易水解的温度从 10－20－30^{0}C，逐渐增加，所以在温暖土壤中作用时间较长。

硫包衣尿素 另一个减少氮气损失的方法是包衣尿素球，是用硫元素包衣。该硫衣尿素产品能有效增加植物对氮的利用。特别对砂土，一些热带土壤，包括水稻土，硫降低了尿素对土壤溶液的释放，因而限制了尿素水解成铵和铵氧化成硝酸。这一硫衣尿素减少了硝酸盐反硝化的可能性，但硫不宜做尿衣肥大量加入(25－50)，过多，硫就会增加土壤的酸度，因为硫在土壤中氧化产生硫酸(见 11.25)，虽然这对碱土是好的。这就可能出现问题，在土壤中出现大量的酸。硫衣尿素，最好用在高产和高附加值的作物。其它缓慢释放氮肥还有树脂包衣或低溶解度产品，都受到相似的实际限制。

11.12. 生物固氮作用

生物固氮作用是氮元素结合成有机态的生物化学过程。它主要通过一些微生物，包括一些专门的细菌(不是所有的都和根瘤有关)，少量放线菌和兰绿藻(兰青细菌)。

世界每年固氮量是相当大的，很大的估计大约有 175 百万吨(公吨)(表 11.3)，这超过了施用化肥的总量。如果说生物固氮作用为地球上仅次于光合作用最重要的生物过程是不足为怪的。

生物固氮机制 虽然生物固 N 作用是由不同种类的微生物完成，但它们都有共同的机制，总的过程反应是还原氮气为氨：

(固氮酶)

$N_2+6H+6e^- \quad \rightarrow \quad 2NH_3$

(Fe Mo)

铵然后和有机酸结合形成氨基酸，最后形成蛋白质。

NH_3+有机酸 → 氨基酸 → 蛋白质。

氮还原位是氮还原酶，它由两个蛋白质复合组成和一个大离子钼与较小伴随离子铁组成，氮还原酶对人类有巨大的真实意义。

固定体系 生物固氮的进行是通过若干微生物体系，这些体系和高等埴物有或没有直接的联系(表 11.4.)，

包括如下：

共生体系，根瘤-型(专一性)

大豆根瘤。

非大豆根瘤。

共生体系，无根瘤型(组合性)。

非共生体系。

虽然豆科共生系受到了历史的足够的重视，最近人们指出，其它体系在世界范围内也很重要，并成为了豆科体系的竟争对手，已应用到对土壤生物固氮，每个重要体系以后还要简述。

表 11.3. 不同来源的世界生物固氮作用

利用	面积 (10^6 ha)	每年固氮 速率 (kg/ha)	总固定 (10^6 T)
耕地(作物地)			
豆科	250	140	35
非豆科	1.150	8	9
永久草甸和草原	3000	15	45
森林(林地)	4100	10	40
未利用地	4900	2	10
冰盖	1500	0	0
总土地面积	14900	1	139
海洋	36100	1	36
合计	51000		175

[引自 B urnws 和 Hardy(1975)]。

固—N 体系	包括微生物	包括植物	固定位置
共生 专性			

豆科　　细菌(根瘤菌)　　豆科　　根瘤
非豆科　　放线菌(费氏菌属)　　非豆科(被子植物)　　根瘤
(被子植物)
联合
形态学　　兰绿藻　　各种高等植物　　叶和根瘤
(胶被)　　细菌　　和微生物　　地衣
非形态学　　兰绿藻　　各种高等植物　　(根环境)
(胶被)　　细菌　　和微生物　　叶际(叶环境)
非共生　　兰绿藻　　不包括植物　　土壤水这一植物生
细菌　　　　长的依靠

11.13. 豆科的共生固氮

豆科植物和根瘤菌共生在一起，提供了为农业土壤固氮的主要生物源，根瘤菌进入根毛和皮层细胞，同时刺激形成根瘤，它为微生物提供住所(图 11.7)。

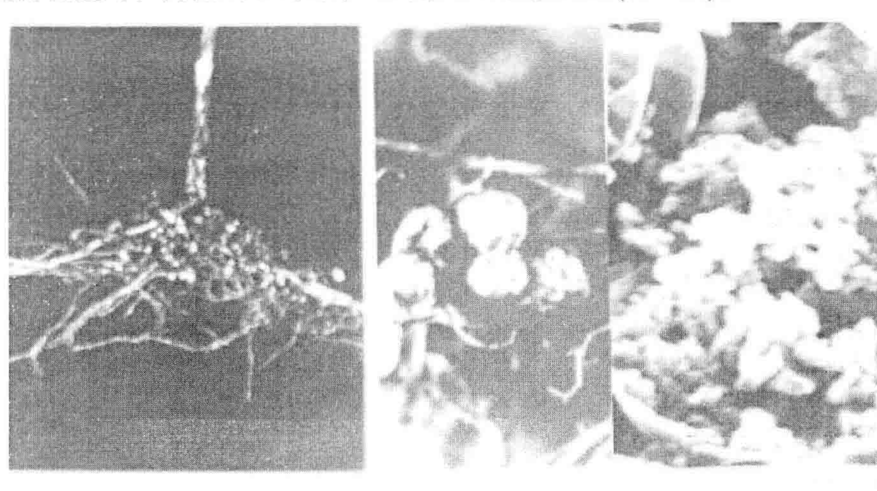


图 11.7. 大豆照片图解。(a). 该照片可以看到大豆植物根上根瘤。(b). 可见联在根上的几个根瘤。(c). 电镜照片可见根瘤上的单个植物细胞内充满大豆根瘤菌。寄主植物提供给细菌碳水化合物为能源，细菌提供给植物所固定的碳化合物作回报，它们的关系是互助关系。

主要微生物 根瘤菌被认为具有专一性，它只进入专门的寄主植物，一种根瘤菌只能进入专门的寄主植物，一种根瘤菌只能和一定种类豆科植物而不能和其它的豆科植物接种，根瘤菌的分类基础就反映了这一专一性，并将寄主列举了七族交叉接种的种群(表 11.5)，豆科植物可以给专门的根瘤菌接种，包括一些交叉接种族，例如，三叶草根瘤菌和专门三叶草(大多三叶草等) 接种，菜豆根瘤菌只和菜豆接种等等。

表 11.5 豆科植物和根瘤菌相互接种种族

作物	专门根瘤菌	豆科植物
苜蓿族	Rhiz0bium	苜蓿、草木樨属

三叶草族	R.Trifolii	三叶草属
大豆族	R.japonium	大豆属
羽扁豆族	R.lupini	乌足豆属
菜豆族	R.hhseoli	菜豆、红花菜豆
豌豆族和蚕豆族	.Leguminosarum	豌豆属和蚕豆属
豇豆族	Various	豇豆、胡枝子、花生

通常在豆科植物生长的地方，相应的专门根瘤菌将会存在该土壤，当然，这些根瘤菌密度在土壤中相当低，以至这些专一根瘤菌的存在没有效果。在这样的情况下，可采用特别的施菌栽培，或者豆科种子裹菌栽培，或者将菌肥直接施入土壤，根瘤菌族的效果和竞争，有商业的价值。因常带来大量增产(表 11.6)，在美国最大接种土壤用于大豆，当然有一些是饲料豆。

表 11.6. 不同大豆根瘤菌接种应用影响下大豆产量的变化

接种是应用在一些土壤微生物数量较少土壤

接种族	接种密度 (约 10^7 个/克)	大豆产量(kg/h)
NO.110(单一族)	2.8	3565
NO.138(单一族)	6.3	3468
市售	2.3	3660
对照	—	1139

[引自 Bezicek 等(1978)]。

固定氮量 生物固氮速率很大程度上决定于土壤和气候条件，通常根科根瘤菌最好功能是在土壤不是太酸，有效养分供应较好的土壤，当然，可用养分水平高，养分不论来自土壤还是来自施肥，都会降低生物固氮作用(图 11.8)，很明显，生物固氮作用只有在植物需氮时才进行。

从全球的试验，固氮作用得到的典型水平是可能的。不是只有豆科微生物，还有其它机制。这一水平在表 11.7 可看出，虽然这一水平不属于任何特别的生态条件，但它能说明相应水平的固氮作用存在。注意最重要的是能固定大量氮的豆科固氮菌。

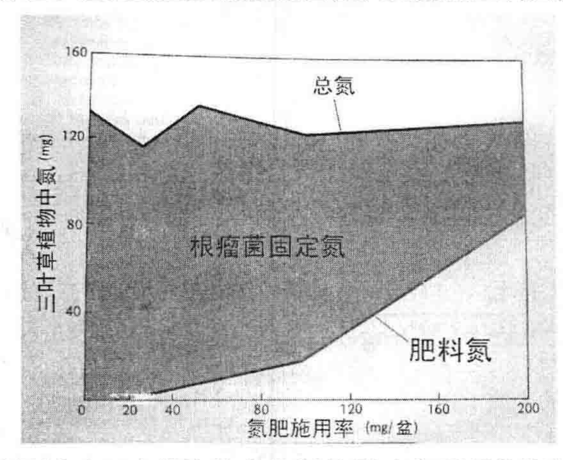


图 11.8. 施用无机氮对三叶草植物内总氮的影响和所吸收肥料氮对三叶草根上的根瘤菌固定氮的比例的影响。在这一花房试验中，随氮肥施用量的增加，微生物固定氮的量减少。[引自 Camker 等(1956)]。

表 11.7. 不同体系的固氮作用典型水平

作物或植物	群落微生物	固氮作用典型水平 (kg.N/ha.yr)
共生		
豆科(根瘤)	细菌(根瘤菌)	
苜蓿		150—250
三叶草		100—150
大豆		50—150
豇豆		50—100
羽扁豆		50—100
蚕豆		50—125
菜豆		30—50
非豆科(根瘤)		
桤木属	放线菌(弗兰克氏菌)	50—150
根乃拉属	兰绿藻(念珠藻)	10—20
非豆科(非根瘤)		
穿山甲赤壁草	细菌(固氮螺菌)	5—30
雀稗	细菌(固氮菌)	5—30
红萍	兰绿藻(鱼腥草)	150—300
非共生	细菌(固氮菌、芽孢梭菌)	5—20
兰绿藻(各种)		10—50

对土壤氮水平的影响 从表 11.7 中资料看出，共生固氮作用对农业和林业是有帮助的，这一氮源对禾谷类、蔬菜和其它缺乏共生固氮的作物是无效的。以至共生固氮的量很少能够满足植物需要。对一些豆科作物，象菜豆、豌豆和大豆，大部分氮可以进入土壤。从而我们不能设想共生体系能时刻增加土壤氮，好像是土壤中有效氮真正低时才能增加，因此，豆科作物和其它“共生” 作物，於其说是土壤氮的贡献者，不如说是氮的节约者。但这不包括一般的贡献作用，如所有植物的基本物质加入土壤，都可以作为绿肥。

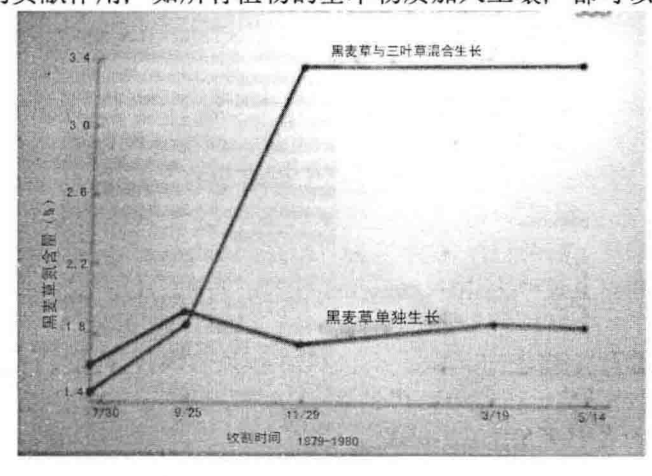


图 11.9. 五个地块收割的黑麦含氮量，或黑麦草单独生长或黑麦草与三叶草混合生长。对前两个收获，三叶草固定的氮对黑麦草无效，黑麦草饲料含氮量很低，后来的收获，固定的氮明显有效，而且被黑麦草吸收，这可能是三叶草根系组织死后矿化的结果。[引自 Broadbent 等(1982)]。

11.14. 豆科植物细菌固定氮的去向

根瘤菌和根瘤微生物固定的氮有三个去向：第一，为寄生植物所利用，因此，寄主植物在和根瘤菌共生时，这在 11.13 节已经谈到。第二，氮从植物根系和根瘤进入土壤，其中一些被矿化和马上变成铵和硝酸盐化合物，这些氮对和豆科作物生长组合在一起的任何作物都是有效的。(图 11.9) 和豆科牧草混合生长的一种牧草的健状发育就是这一养分快速释放的证据。

第三条道路是所固定的氮作为普通用途进入微生物的肌体，腐解后最终成为土壤有机质，这一固定过程第 11.4 节已经论及。

11.15. 根瘤型非豆科作物共生固氮作用

现已知道约 160 种来自 13 个属的非豆科植物发育根瘤，并进行共生固氮作用(Bond,1977)。包括一些重要的的族，列表于 11.8。

表 11.8.结瘤非豆科被子植物主要放线菌的数量和分布(豆科植物则有近 1300 个种)

属	科	结根瘤种数/属总种数	地理分布
桤木属 Alnus	桦木科 Betulaceae	33/35	北半球、寒冻地带
美洲茶属 Ceanithus	鼠李科 Rhamnaceae	31/35	北美洲
杨梅属 Myrica	杨梅 Myricaceae	26/35	热带、亚热带、温带
木麻黄属 Casuarina	木麻黄科 Casuarinaceae	24/25	热带、亚热带
胡颓子属 Elaeagnus	胡颓子科 Elaeagnus	16/45	亚、欧、北美
马桑属 Coriaria	马桑科 Coriariaceae	13/15	广泛散布于日本、新西兰、由智利到墨西哥

收集 Torrey(1978)]。

在一些森林和湿地的一些植物根被费兰克氏菌(Frankia)属土壤放线菌结种，该放线菌进入根毛和特殊的根瘤便形成。

用每公顷固氮的速率和有效的豆科根瘤菌复体比较于(表 11.7)。对世界范围为基数，这一总固氮量，甚至超过在农业上用豆科植物的氮量。而固氮循环周期的速率却都高于那些农作物，而固氮量，放线菌所带来的固氮量等于根瘤菌的固氮量。

现在知道，一些兰绿藻和相应的一些绿色植物发生共生固氮作用，例如根乃拉草(Gunnern) 在茎形成瘤，它是被子植物常在北半球湿地分布，念珠藻(Nostoc) 属兰绿藻也包括在内，其典型的固氮速率为 10 - 20kg/ha.yr(年)(表 11.7)。

11.16. 无根瘤共生固氮作用

最近的研究对一些有意义的非豆科不长根瘤的固氮体系得到了重视，其中最有意义的

涉及兰绿藻，有一体系被认为有实际重要性那就是红萍-鱼腥草(Azolla－Anabaera) 组，它们在热带亚热带水稻土中生长旺盛，鱼腥藻兰绿藻(Anabaena) 在红萍(Azolla) 这种水中蕨类植物叶片小腔内居住而固氮量强于根瘤菌-豆科植物复合体。

更广泛但强度较弱的固氮现象发生在根际(rhizosphere)或根环境，指非豆科植物特别是牧草，主要相关微生物是细菌，特别是螺菌一固氮菌属(表 11.7)，这些微生物利用根系分泌物作为它们固氮活力的能源。

根际固氮发生的速率有不同的观点，和一些热带牧草联合型，具有相对较高的价值，较为典型的速率为 5－30kg/ha.yr(年)，而且，由于热带草地面积大，被根际微生物固定的氮总量，似乎是很高的(表 11.3)。

11.17. 非共生固氮作用

存在土壤中和水中一些自由生长的微生物，它们能够固定氮，由于这些微生物不直接和高等植物联合，该转化称作非共生和自生。

异养生物固氮 一些不同组的细菌和兰绿藻能够非共生地固定氮，在高地矿质土壤中，主要固氮作用通过两类专门的好气异养细菌，固氮菌(Azotobcter)(在温带区) 和拜叶林克氏菌(在热带区)，一些嫌气细菌芽孢梭菌也能固氮，由于大多数土壤孔隙供氧水平低，即使是最好的耕作，因此好气和嫌气细菌大概都能在许多农业土壤中各自进行固氮。

这些异养细菌的固氮数量随 pH 变化很大，土壤氮水平和有机质源是微生的有效能量，在任何情况下，在一般农业条件下，这些徽生物的固氮速率，被认为较低，和与豆科植物有关的固氮菌相比较，为 3－15kg.N/ha.yr(表 11.7)。

自养固氮 在能够自养固氮之中是一些光合细菌和兰绿藻(Havelka 等,1982)，在光存在条件下，这些微生物能够同时固定二氧化碳和氮，光细菌的贡献是不一样的，但兰绿藻被认为功能最大，特别是湿地区和水稻土，在一些情况下，兰绿藻能固定充足的氮以获得中等产量，但一般水平不超过 20-30kg.N/ha.yr，高地土壤兰绿藻固氮作用也可能发生，但是水平远低于湿地条件。

11.18. 降雨加入土中的氮素

大气中含有铵和硝酸盐化合物，来自土壤和植物的释放，还有煤和石油的燃烧过程。硝酸盐存在的量是相当少的，产生于大气中氧化亚氮的氧化作用和放电(闪电)。另一个氮化合物的来源是气车和卡车的发动机，特别是大城市的下风口，它们加速了量的增加，这些大气产生的氮化合物通过雨彐加入土壤，虽每公顷加入的速率标准较小，但加入氮的总量并不小，而且可以达每公顷 10kg，如果是在接近高污染地区降雨中铵和硝酸盐的量，随不同地区和季节有明显的变化，相比较其量热带大于湿润温带。而后者又大于半干旱温带。降雨增、,氮化合物接近城市、工业区和大型牲畜伺养场者最高(表 11.9)，这里有一个值得特别关心的，从这些地方下降的硝酸和氮的氧化物能增加土壤的酸度，酸雨对环境的碰撞和对植物(森林和作物) 与对湖泊的影响，显得降雨对植物生长提供的硝酸养分的有效影响有些得不赏识。

降雨以铵态氮加入的量通常大于硝态氮，而且铵态氮加入变化较大，每年加入总氮量幅度是 1-20kg.N/ha,5-8kg/ha 这个数字是对温带区有代表性的，每年垂手可得的氮肥都是速效态，相当于每公顷土地施入了相当量的土壤肥料。

表 11.9 每年美国不同地方降雨带给的总氮量

在美国不同区	每年降下量范围 kg/ha		总氮
	硝态	铵态	
东北工业区	4.3-7.4	8.6-14.8	12.9-22.2
边疆新工业区	2.8-4.1	5.6-8.2	8.4-12.3
西部田野	0.4-0.6	0.8-1.2	1.2-1.8

11.19 氮肥的反应

近年，世界范围内氮肥的使用大量增加，结果氮在土嚷溶液中，部分的在施用肥料占优势，局部的土壤区域中，施肥提供的铵态和硝态肥料象从有机质经微生物分解释放离子，施肥地区的一些高浓度和趋于土壤酸化应受到特别重视。

高浓度 液态氨、铵盐和尿素(水解成铵) 的局部高浓度引起了强烈的反应。粘粒和有机质固定铵离子的作用就会加强，局部铵的高水平就会阻碍硝化作用的第二阶段，结果就会产生不好的亚硝酸的积累(见 11.8 节)。在碱土高浓度的铵离子可以产生氨气直接挥发到大气中去。

当加入大量的氮肥可影响微生物的自生固氮过程和气态氮的损失，通常自生微生物的固氮作用随矿质氮的水平增强而减弱，另一方面气态损失，常因硝酸盐丰富而增强，重氮施肥后，由于硝化作用而加强氮从土壤中的损失。在多数土壤条件下，局部肥料的高浓度对氮转化的影响，是不太严重的。在任何情况下，可以认为化肥中氮在土壤中的变化与由生物转化过程中氮的释放是很相似的。

土壤酸度 含铵肥料和能与土壤起反应生成氨的肥料，都会增加土壤酸度(见 16.9 节，对此进行了较多的论述)，硝化作用过程(反应式见 11.8 节)释放的氢离子可以被土壤胶体吸附。为使作物生长良好，在湿润地区连续大量施用酸性肥料时，必须结合施用石灰。

硝酸盐化合物肥料不会增加土壤酸度，事实上，含有金属阳离子的硝酸盐肥料在分子式中(例如硝酸钙和硝酸钠) 具有微碱性反应。

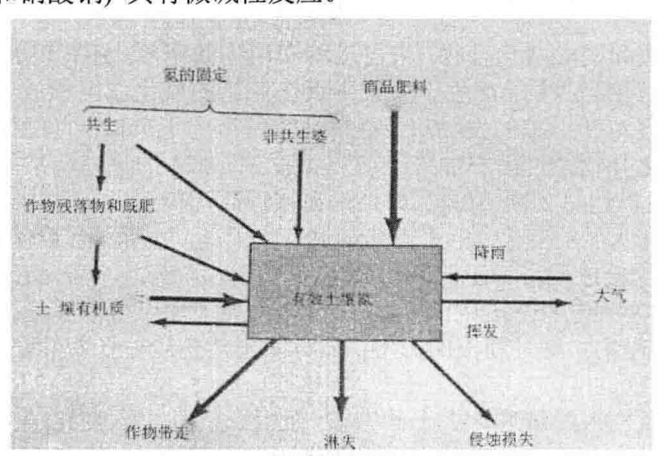


图 11.10. 有效土壤氮的主要获得与损失，箭头的粗细表明经常遇到的损失和增加的程度，需要强调的是这个图只代表一般的情况，实际和相对的含氮数值可以有很大的变化。

11.20 土壤氮的实际管理

氮的控制问题包括两个方法：(a). 保持给土壤适宜的氮(b) 控制水溶态氮易于被作物有效获得，满足其需要。

氮平衡 图 16—7 的图解示明了有效土壤氮的获得与损失，对不同土壤由各个机制所导致的相对的增加和损失是有很大的不同，该图阐明的原理都是有根据的。

大多数土壤中氮的主要损失是随作物移走，较好产量的作物小麦和棉花可以移走仅100kg.N/ha，秸秆还可返回土壤近一半的氮，对比之下，青贮玉米作物则可含有250kg.N/ha，较好产量的苜蓿和施足肥的牧草每年带走多于 300kg/ha，很明显，现代产量水平要求投入的养分远远超过这代人之前的数量。

侵蚀、淋失和挥发的损失，在相当大的程度上取决于田间的水分措施。其量大小主要取决于不同情况，因此，难以概说。但是，能够获得最好产量的土壤和作物管理措施，看来在这几个方面可以将氮挥发控制在令人满意的最低限度。

补充缺乏

实践中补充氮的缺乏有四个途经：作物残余物、厩肥、 豆科绿肥和商品肥料。在奶牛场和大牧场，土壤中缺少氮大部分以前三种途经补充，商品肥料只作为辅助来源。在美国西部山区依靠共生固氮加动物厩肥和非共生固氮。

在其他类型的农场，商品肥料起主要作用。在那里蔬菜和其它需高肥的经济作物的生长，其氮的缺少几乎全部用商品肥料来满足，甚至一般大田作物，保持现代的产量水平只有通过肥料的广泛应用。

水溶态氮的调节 氮进入土壤后，水溶态的水平调节是不容易的，氮的有效性要适时适量，并且损失最小,这是最理想的。通常施用氮肥采用少量多次就是实现这一目的方法之一。当然施用成本对这一实际也有一定的限制作用。

在任一气候条件下和农场体系中，土壤中氮都趋于假定的所渭“正常” 或“平衡” 含量，而且，在正常的栽培和施肥方法下，任何企图永久提高氮含量实质地高于这一标准，都将注意由排水和其他损失无用消耗的发生。一般地说，最好的结果是通过利用豆科植物或其它 C/N 比小的有机质以及施用石灰和商品肥料来保持有效氮量。

有一些保持土壤氮含量平衡的概念，如果在一段时间土壤中有机质实质的低和氮肥施用多和植物残余物返还土壤。土壤氮肥水平将会增加，象这样的地方干旱区土壤(旱成土)要求灌溉和高肥的蔬菜和苜蓿，土壤氮含量一般。受到调节的农用地土壤氮的水平在一定程度上是平衡的。

提出土壤氮平衡的概念施用土壤有机质(见 10.15 节) 已经是成熟的方法，被认为是经济和有效的，简单地说，实际的问题是对土壤提供适量的氮物质k，同时保持它的有效转化，预防由于淋洗、挥发和侵蚀造成过量损失。

11.21. 硫的重要性

硫长时间以来被认为对植物和动物生长是有用的，已经知道每一个生活的细胞的许多反应，硫是不可缺少的。硫是蛋氨酸、半胱氨酸和胱氨酸不可缺乏的成份，这些氨基酸的缺乏将引起人们严重的营养不良症。维生素类的生物素,维生素 B_1 含有硫，蛋白质的结构被认为决定硫基。某些蛋白质酶的性质，光合作用和固氮作用由存在的硫键类型所左右，和其它元素一样，硫在植物和动物的代谢中有独特的作用。

硫的缺乏 只是近年来才感到硫的普遍缺乏，过去含硫肥料象常规的过磷酸钙(含 $CaSO_4$) 和硫酸铵曾是硫的重要来源，另外大气中，氧化硫它是由含硫丰富的煤和残余燃

料油燃烧产生，大量地提供给植物和土壤硫元素。因此，由于这些意外的途经，在以往的年代中，尤其是邻近工业中心地区的植物，对硫的需要大部分能得到满足。

在近年来，高浓度肥料需求增加，迫使生产者去改变常规的过磷酸钙和硫酸铵肥料，其结果出现了不含硫的化肥在市场上，象重过磷酸钙，磷酸二铵。平均硫的含量减少，甚至几年前普遍应用的含硫农药，也大部分被不含硫的有机制剂所代替。

家庭里用来取暖的木柴和煤,也为天然气、电和低硫柴油所代替，影响了大气中氧化硫的含量和分布。美国在城市中心和工业区周围加强了减少空气污染措施，进一步减少了大气中硫的含量。为了保持空气清洁这一主要目标，所以有必要去寻求供应植物生长所必需硫的其它途经。

减少提供土壤和植物硫素的同时，每年所收获的各种作物又大量带走了这种元素。在过去 20—25 年中，作物的收获量显著地增加了，但由作物带走的大量的硫没有返回。所移走的硫的数量大致与磷相等，因此，增加对硫的注意是当然的。

缺硫的地区 世界大部分地区都有缺硫的报导，但最普遍的地区是母质含硫少的地区，那里极度的风化和淋溶移走了这些元素，或那里从大气中得补充的硫很少。在一些热带国家，存在一种或更多以上情况的缺硫地区是很普遍的。

表 11.10. 每年降雨沉降的硫在乡村和都市与工业近区的比较

州	硫沉降量 kg/ha	
	乡村和都市	工业近区
阿拉巴马州	3-7	7-17
佛罗里达州	2-10	34
印第安纳州	22-37	142
纽约市	10-20	35-76
北卡罗来纳州	3-15	11-43
得克萨斯州	3-8	10-14
威斯康星州	16(乡村)	168

[资料收集自 Olsen 和 Rehm(1986)].

美国最普遍缺硫的地区在东南部、西、西北部、加利福尼亚州和中部大平原。在东北部以及其他一些重工业区和大城市周围，缺硫的情况还是不普遍的。

各种作物对硫的需求量是不同的。豆科作物如苜蓿、三叶草和大豆对硫的需求量高，而棉花、高粱、糖甜菜、卷心菜、萝卜和洋葱对硫的需要量较大。林木、牧草和禾谷对硫的需要量通常较低，虽然如此，在美国西北部缺硫地区，小麦施用硫肥效果是很明显的。

11.22. 硫的自然来源

能提供植物有效硫的三个主要自然来源是：(a)有机物质(b) 土壤矿物(c) 大气中的硫气体，这些将依次予以讨论。

有机质硫在湿润区土壤表面，大部分硫是以有机态存在，其量占总硫量的 90%或更多也是常有的，和氮的情况一样，对存在的这些有机硫化物了解得很少。但已发现大部分硫存在于蛋白质，特别是氨基酸中，象半胱氨酸、胱氨酸和蛋氨酸中，以上这些物质和腐殖质

与粘粒捆绑在一起，以防治微生物的吞食。当然长时间微生物还是可以完全将捆绑态硫变成可溶的无机态。

在干旱和半干旱地区，有机硫的比例将会不高，特别是在土壤表层；这是因为在这些土壤中低的有机质水平和石膏($CaSO_4\ .2H_2O$) 的存在，而石膏可以提供无机态硫，在干旱区和半干旱区的低土层含有机态硫可低于总硫的一半之多。

土壤矿物硫 硫的无机态不如有机态量大，但这个量包括的可溶态和有效态化合物要依靠微生物供给植物。

土壤中有好几种矿物含有硫，这些硫和硫酸盐矿物分布非常广泛，硫酸盐大部分是易水溶，如 SO_4^{2-} 离子易被植物吸收，硫酸盐矿通常是在低降雨区，在这里累积在这些软土、旱成土的下部土层(图 3.12)，它们甚至还可以累积在干旱和半干旱区盐土的表土中。

硫还被发现在湿润区土壤中，因土壤排水受限，硫被植物吸收前必需先氧化成硫酸盐的形态。如当土壤排水后，氧化就会发生，有效性硫就会释放出来。

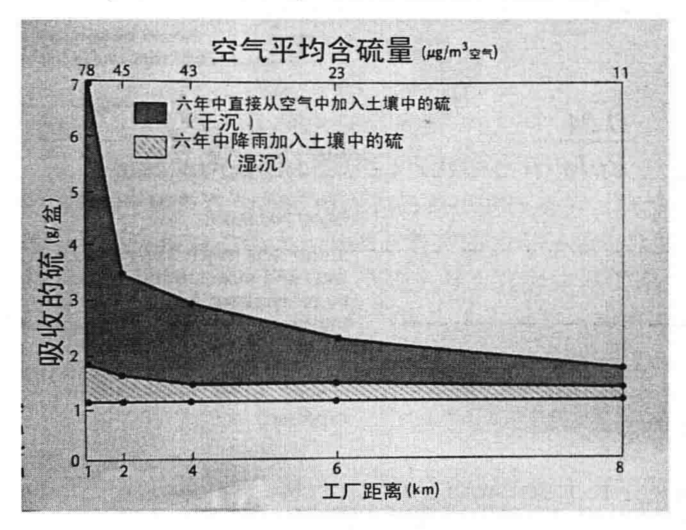


图 11.11 瑞典部分燃油工厂之间的距离对硫加入土壤的影响，注意硫从空气中直接沉降进入速度是快的。

硫的另一个矿物来源是一些含 Fe、Al 氧化物和高岭石多的土嚷粘粒部分，这些粘粒可以吸附一些硫，而后慢慢地从吸附态通过离子交换慢慢释放出来，特别是在低 PH。

大气中的硫 土壤是若干含硫气体的自然资源之一，这些气体可以进入大气中去、。近年来，世界各地的工业区成了大气硫的主要来源；燃料的燃烧，特别是含硫高的煤，释放二氧化硫和其它硫气体和固体进入大气。这些物质被氧化成硫酸盐，与水反应形成硫酸和硫酸盐，如硫酸钙和硫酸镁。一些固体和气体返回地球是以干粒和气体的形式称为干沉，一些是和降雨一块沉降称为湿沉。

东北的工业化州，有较高的硫沉降，变化幅度为 30-75kg.S/Ha.yr，从工业工厂源向外每移动 1Km 上面这一数字会减弱为该市的 1/4-1/2。在美国西部开阔田野远离工业诚市和冶炼厂，沉降水平为 2-5kg.S/ha.yr。因此大气硫沉降主要取决于区位和工业密度(图 11.11)。

大气硫进入土壤一植物系统有三个途径：湿沉物质通常是较高的硫酸(H_2SO_4)，被土壤吸附，部分干沉物质，也可被土壤直接吸附；其中部分可被植物直接吸收。植物可直接吸收的量是有效态，在一般情况下,25-35%的植物硫可出自这一来源，如果土壤有效硫充足的话。在硫缺乏的土壤，约一半植物吸收可出自大气，如果大气供应含硫物质良好的话。

最近从环境考虑，大气中高硫水平会产生酸雨(见 11.25)，这对农业有很大的实际重要

性。从另一方面，努力降低大气中的硫，对受来自都市和工业废物产生污染不利影响的地区是欢迎的，污染源顺风口的广大地区，高硫水平对植物毒害的影响也是直得注意的。而在另一些地区，那里大气中的硫不足以对植物造成危害，强烈地减少大气硫一定会造成对植物最佳生长，这一元素的缺乏。在这种情况下，硫缺乏务必增加施用硫肥以满足需求。从而也增加了种植生产成本，这一问题将来 19 章进一步论述。

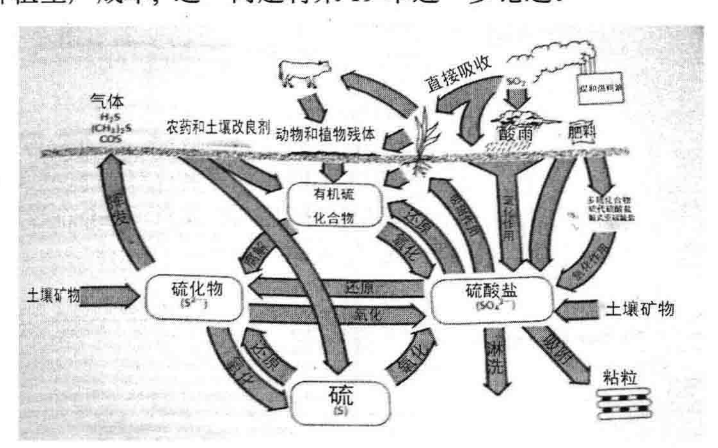


图 11.12. 硫循环。它表明在土壤、植物和动物中该营养元素形态变化时所发生的若干转化过程。必需记住，除干旱区的某些土壤外，大量的硫是有机化合物形态。

硫的形态 土壤肥料中硫有三种主要形态：硫化物、硫酸盐和有机态。另外，再增加第四种重要形态是元素硫。这是化工上生产各种硫化物的起点。下节将说明这些形态间的关系。

11.23. 硫的循环

图 11.23. 表明了在土壤中硫的主要转化过程。内环部分表明了土壤和肥料中硫的四个主要形态之间的关系，以外部分表明硫的重要来源和该元素在转化中如何损失。

硫的循环和氮的循环有许多相似性是很明显的(图 11.10 和图 11.12)。在每一种情况，大气是该元素最重要的来源。在土壤中每一种大部分都是固定在有机质中，各种转化都主要是依靠微生物的活动。

图 11.12. 通常可以认为是植物和土壤硫详细考查的开端。

11.24. 土壤中硫化合物的作用

矿化作用 硫在被植物和微生物吸收和进行循环时，均与氮十分相似。有机态的硫必须经由微生物矿化，才能被植物所利用。矿化的速率和氮矿化的环境因素相同，取决于湿度、通气性、温度和 PH。在条件适合一般微生物活动时，硫的矿化作用就会发生。该矿化作用的反应可用下式表示；

有机硫　　　　腐解产物　　O_2　　$SO_4^{-2}+H^+$

→　　　　　　→

(蛋白质和其它　　(${H_2S}$ 和其它　　　　硫酸盐

有机化合 物)　　简单的硫化物)

固定作用 土壤在施入低硫、高能的有机质，但没有充分的无机硫供应时，将出现无机态的固定。硫固定的机制被认为和氮相似，高能物质促进微生物生长，而无机态硫被合成

在微生物的组织中，只有等到微生物的活动下降时，无机硫酸盐才能重新回到土壤溶液中。

这些事实指出，如同氮，硫在土嚷有机质中与碳的结合是按一定比例的，碳、氮和硫间的比例，对几种土壤，分布三个大陆，列表于表 11.11。如 C/N/S 为：130：10：1.3 就是恰当代表。无疑的，这些元素依照它们在土壤中的动态，在含量上出现了比较一定的关系。

表 11.11. 不同土壤中碳、氮、硫的平均比例

地点	土壤种类和数目	C/N/S 比例
北苏格兰	非石灰农业土壤(20)	117：10：1.4
明尼苏达州	软土(6)	114：10：1.55
明尼苏达州	灰土(24)	132：10：1.22
俄勒岗州	各种农业土壤(16)	145：10：1.01
澳大利亚东部	酸性土壤(128)	152：10：1.21
澳大利亚东部	碱性土壤(27)	140：10：1：1.52

[引自 Wlvitehend(1964)]。

挥发作用 微生物分解有机质期间，形成若干含硫气体，包括硫化氢(H_2S)、 二硫化碳(CS_2) 、氧硫化碳(COS) 和硫醇(CH_3SH)，这在通气不良土壤更占优势，硫化氢通常产生于水涝土壤，由嫌气细菌的还原硫酸盐产生。其他大部分是由微生物分解含硫氨基酸形成，所有这些气体都可以被土壤胶体吸附，一些跑到大气中去，在大气中通过化学变化再重新返回土壤。

11.25. 硫的氧化和还原作用

过程 在微生物分解有机硫化合物的时候生成硫化物和其它未被完全氧化的物质，如元素硫、硫代硫酸盐和多硫氢化合物。这些还原性物质象有机氮化物被分解时生成铵一样，被氧化。该氧化过程可以用硫化氢和元素硫为例其反应过程如下：

$$H_2S+2O_2 \rightarrow H_2SO_4 \rightarrow 2H^+ + SO_4^{2-}$$

$$2S+3O_2+2H_2O \rightarrow 2H_2SO_4 \rightarrow 4H^+$$

有些硫化合物如亚硫酸(SO_4^{2-})和硫化物(S^{2-})的氧化的发生可以是纯化学反应。但是大部分硫氧化在土攘中的发生是通过生物化学性质的，生物化学硫氧化是由几种自生细菌完成的，包括五种硫杆菌属细菌。

由于对环境的要求和适应，这种被认为有很大的差异，硫氧化可以发生在很宽的土壤条件下，例如 PH 值从小于 2 到大于 9。这不同于只限于在接近中性狭窄 PH 范围内进行的氮氧化过程和硝化过程。

和硝酸盐一样，硫酸盐在嫌气环境中是不稳定的，它能被两个属的一些细菌还原成硫化物，这两个属是脱硫弧菌属(Desulforibro) 的 5 个种，和脱硫弯杆菌属(Desulfotomaculum)的 3 个种，这些利用硫酸盐的化合氧，氧化有机物质。代表性的反应如下：

$$2(R\text{–}CH_2OH0+SO_4^{2-} \rightarrow 2(R\text{–}COOH)+2H_2O+S^{2-}$$

有机醇　　硫酸盐　　　　有机酸　　　　硫化物

在排水不良的土壤中，硫化物离子和铁、锰离子反应，在通气不良条件下，铁、锰处于还原态，

其反应可以表示如下：

$Fe^{2+}+S^{2-} \rightarrow FeS$　　　　$Mn^{2+}+S^{2-} \rightarrow MnS$

铁硫化物离子　　　　锰硫化物离子　　　　硫化物离子还将可以水解形成硫化氢气体，这是低洼沼泽地臭鸡蛋味道的来因。

硫还原可在含硫离子的其它硫酸盐中进行，例如，亚硫酸盐(SO_3^{2-}),硫代硫酸盐($S_2O_3^{2-}$)和元素(S) 都是容易被细菌和其它微生物还原成硫化物状态。

无机硫化物的氧化和还原在很大程度上决定于硫酸盐的量，硫酸盐是有用的养分形态，在任何时间存在于土壤中都是养分形态，硫氧化状态还在很大程度上决定于土壤酸度。

硫的氧化和酸变 从 H_2S 和 S 的氧化反应看出，硫氧化是个酸化过程。每个硫原子氧化产生两个氢原子。在干旱地区的碱性土嚷中施用硫磺以降低碱土强碱性和降低土壤 PH 值，控制土豆的疮痂病(图 9.12)，酸形成反应务必在选择肥料上加以考虑，因为有些物质含有硫，势必会造成土壤不适的 PH 值。

大气中的硫通过降雨加入土壤会增加土壤酸度，这种 PH 值，所渭的“酸雨” 可达 4 以下，相比较，自然降雨为 5.6(见图 11.13.) 这样低的 PH 值将威胁植物乃至人类的生存。幸运的是减少大气中过量的硫和氮含量的工作正开始起步。

极酸的土壤酸度 硫氧化对酸度的影响可带来极酸的土壤条件，例如一度淹在咸水和海水中的海岸土地，排水于耕作后，就是这种情况，在渍水期，水中的硫酸盐还原成硫化物，通常以硫化亚铁和硫化亚锰的形态。这种形态它们非常稳定，在局部干旱期，一些硫元素就会通过部分硫化物的氧化而形成，这些硫化物和元素硫含量在这淹没地比相比较的高地土嚷高出几百倍。

当高硫化物地排水后，硫化物和元素硫很快被氧化，形成硫酸，土壤的 PH 可以降到 1.5，这是正常高地所未见到的。很明显，植物不能在这样的条件下生长，而且，这种酸度中和所需要的石灰简直大到经济上不许可的程度。

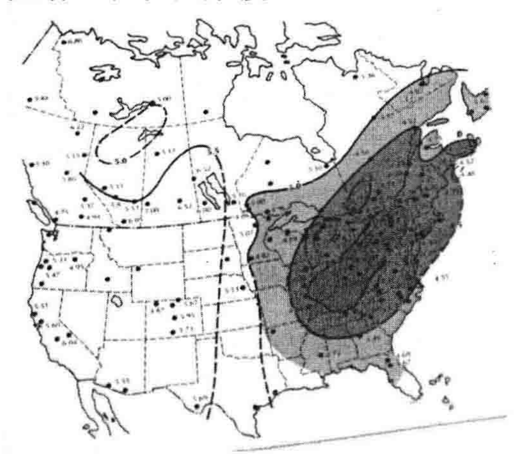


图 11.13. 美国和加拿大不同降雨量的年均雨水 PH 值 1980　　[引自美国/加拿大工作组 No.2(1982)]。

面积相当大的这种高硫土壤(分类为硫酸盐潮新成土土类和湿潮土亚纲，并通常称为酸性硫酸盐土或嗅粘土(Cat-clay)；发现在东南亚和南美洲与非洲沿大西洋沿岸。它们还发生在其它地区沿岸潮间带区，包括北欧和美国东南部和西海岸，只要这种土壤保持渍水状态，土嚷反应不会降低很多，因而，在这种条件下有时可以种植水稻。

11.26. 硫酸盐的保持和交换

硫酸盐离子是植物最容易吸收硫的形态，因为这些离子是可溶的，所以它们非常溶易从土壤中淋失掉，特别是湿润区，它不能被土壤胶体吸附。正如过去在第七章指出的，含铁、铝氧化物和 1：1 型硅酸盐粘粒的大部分土壤对硫酸盐才有有限的交换能力，硫酸盐离子被正电荷吸附。酸性土嚷的特点就会有那些粘粒，硫酸盐离子直接和粘粒上的氢氧根起反应，总的反应如下式：

```
     |                                  |
     Al                                 Al
   /    \                             /    \
 HO      OH +KHSO4       ←→        HO      SO4—K +H2O
   \    /                             \    /
     Al                                 Al
     |                                  |
```

在酸性土壤能促进反应向右进行，如果土壤 PH 增加和氢氧离子增加，则反应向左进行，并释放硫酸盐离子。因此，这是离子交换反应，氢氧根和一个 KSO_4^- 阴离子进行交换。

大部分土壤中都存在一些硫酸盐，虽然其量保持的一般不大，和硫酸盐保持的浓度相比较不如磷酸盐大，硫酸盐的含量通常心土层大于表土层，由于心土层铁、铝氧化物占优势。美国东南部的土壤吸附硫酸盐的量高于其他地方，因为那里含有较多的铁铝氧化物和 1：1 型硅酸盐粘粒，特别是底土，这很幸运，因为这一地区表土含盐量较低。

土壤硫酸盐吸附和交换量是重要的，因为这一过程可以为植勿提供有效硫，而且硫被土壤吸附可帮助土嚷控制元素的其他形式的运动，它特别易被淋失。

11.27. 硫和土壤肥力的保持

图 11.14. 描绘了土壤硫的来源与损失，土壤保持足够量的硫给植物的问题变得更加

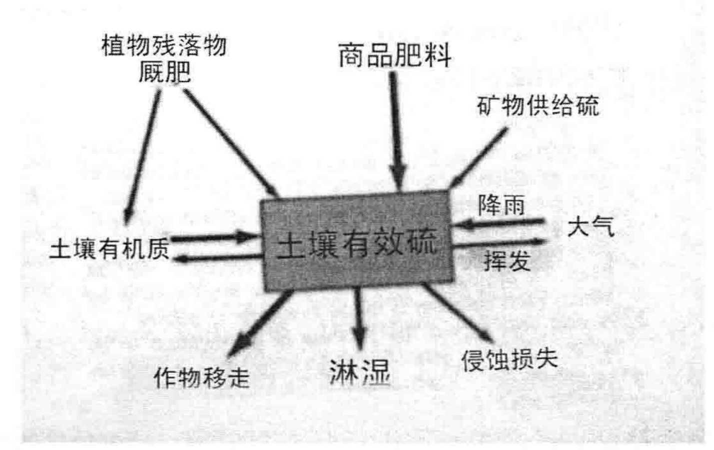


图 11.14. 土壤有效硫的来源与损失，这代表一般情况，这一情况在野外是有变化的。

重要了，虽然这一元素可以通过从大气和从许多肥料的附带成分中获得，这些来源似乎在不断减少，而且硫广泛不足的机会一般小于氮磷钾。作物带走硫的增加使得有必要让

农场主注意预防这一元素的不足。

虽然作物残落物和农家肥能弥补一部分作物移去的硫，但更主要地要靠施用化肥解决为获得高产，定期的施用含有硫物质是需要的，对远离工厂的大面积地区来说。

11.28. 结论

一般土壤中硫和氮的含量较多，二者可以土壤胶体形态保持，有效性慢，二者在蛋白质和其它有机物质中存在，如土壤有机质部分中；它们可以无机态离子形态释放(SO_4^{2-} 、NH_4^+ 和 NO_3^-)，在这些形态中它们对高等植物是有效的，这些形成通常由土壤微生物来完成。嫌气土壤微生物能将这些元素变成气体态，这些气体可释放进入大气，如同工业和城市区汽车和卡车释放的气体相似，这些气体降到植物、土壤和其它表面就会形成群众称作的“酸雨”，这样最终将会危害到农业和大众社会。

氮和硫之间有很大的不同，土壤中硫和氮相比较无机态化合物占的比例相对较高，特别在一些干旱区，那儿在土壤的心土层石膏($CaSO_4.2H_2O$) 含量很丰富，一些微生物可以固定元素氮成植物可利用的化合物，而且这些氮将大量地被植物带走，因此一定要用大量有机残余物、厩肥或化学肥料来恢复。

在远离城市和工厂的乡村，植物缺硫的可能性增加，随着硫被作物带走和不经常对土壤施用硫肥而硫的减少，这一元素将和氮一样，要常施些含硫的化肥。

思考题:

11.1 农民正经历着困难的收获，因为小麦作物趋于倒伏收获之前. 似乎没有疾病或害虫的问题. 会提醒你重氮肥到缓解这一问题? 解释.[答案: 小麦收获前再施肥已晚，不但对产量起不到作用，反而有害。 施肥过量 当施用氮肥过多就会营养生长过旺，和植物发生微风下倒伏(倒地)，作物成熟期延迟，植物极易受病害和昆虫的影响。但是，不是所有的植物都易受大量氮肥的危害，许多作物如牧草、蔬菜最佳的发育需要充分的氮肥，对蔬菜和牧草除非氮过量，否则不会造成危害影响，而硝酸盐在叶中的水平过高，会造成人畜安全危害。同时，对环境的潜在不利影响应以重视。]

11.2. 大气被认为可溶解营养素的一个重要来源为硫磺和氮气。比较大量的每个元素从大气中进入土壤,可为植物利用,以及每个元素进入机制?(答: :略) 。11.3.你期望硝化过程必须大力发生数天,在大量应用稻草 ，掺入土壤后? 为什么?或为什不?[答案:早掺入稻草可阻止硝化作用。　铵水平　硝化作用只能发生在有被氧化铵源的地方，象高残落物的 C/N 比率因素可以阻止铵的释放，因而阻止了硝化作用。但是，如果铵存在很高的水平，这可以强迫硝化作用，在碱土大量局部施用液铵或尿素，它们可以通过水解形成氨，出现对硝化细菌的毒害，产生亚硝酸离子累积到毒害水平。]

11.4. 当厩肥纳入一股潮湿表面碱性土壤中，分解过程主要产物是铵化合物. 怎么样了铵离子? 解释. [答案: 土壤中来自厩肥和残落物分解与肥料中存在的铵可以大量损失，特别是砂土、碱性土和钙质土壤，当这些物质施入土壤表面时这一损失是相当严重的，表面施用不仅使铵和土壤胶体反应的机会最小，而且表面温度往往高而促使氨的挥发，将厩肥和肥料混入土壤上部几厘米，可以减少氨损失 26—75%　。]

11.5.假设你是一个推销员，和一个你的产品是一种硝化抑制剂，什么具体的土壤条件?你会寻求 如果你想要证明生物学和经济潜力。

(答案: :略) 。

11.6.今天是关心对空气和水的污秽由于对氮肥的使用。若有的话，什么关系?和氮的硝化作用和反硝化作用的过程必须这些关心？解释。(答案:略)。

11.7.研究报告表明，世界范围内达到土壤氮量，从豆科作物-根瘤菌群落，只是增加进土壤总氮的一小部分．什么是其他主要收益来源是生物固氮，以及什么因素影响结合态氮它们总量的供应？(答案:略)。

.11.8. 氮从大气被“固定的” 和蛭石黏粒和腐殖质被“固定”在这二个过程之间区别?并且指明在土壤微生扮演的其中每一的角色。(答案: 略)。

11.9. 假设你寄一些种子，高产大豆品种。给非洲东部高原的一个朋友，在那之前没有豆科作物，而温度和湿度条件应较好．农作物的确很差，即使没有疾病或害虫的问题出现．还可能出现的困难，以及您如何才能缓解？解释．(答案: 因为土壤中氮少)

11.10 你曾看过报纸关于"酸雨" ．你往哪里去?如果你想要样品．特点是什么，你会期望它有？什么是它的利弊对农业？(答案: 向工业集中区，饲养场集中区，森林等地去采集．PH 低．有时会烧死幼苗)

11.11. 硫缺乏在区域在美国的甚至西南，西北和中西部的部分，这样缺乏不是普遍 20 年前。 什么是什么是增量的原因关于硫磺缺乏区域？(答案: 略)。

11.12. 如何你会比较氮和硫在这些方面(一)总量(1)在土壤(2)在大气中，(二)相对数额在有机和无机形态，(三)反应与粘土(硅酸盐和氧化物)，以及(d)依赖土壤中的微生物活动性在土壤？(答案: 略)。

11.13.你惊奇，如果硫缺乏发生在风化很好土壤，在非洲地区，远离城市和工业区？解释.[答案: 缺硫的地区 世界大部分地区都有缺硫的报导，但最普遍的地区是母质含硫少的地区，那里极度的风化和淋溶移走了这些元素，或那里从大气中得补充的硫很少。在一些热带国家，存在一种或更多以上情况的缺硫地区是很普遍的。

第十二章 磷和钾

紧接着氮，磷钾是影响植物生长和世界产量的关键元素。和氮不同，这些元素不是靠生物固定，而是通过其它来源来满足植物需要，来源包括：(a) 商业肥料；(b) 厩肥；(c) 植物残落物和绿肥；(d) 人类、工业、家畜垃圾；(e) 磷和钾天然化合物，二者有机、无机态在土壤中都存在。前四个来源在以后章节论述，本章将讨论土壤本身矿质元素的来源的利用途径和方法。

12.1 磷的重要性

磷是植物生长所必需的，它是二磷酸腺甙(ADP) 和三磷酸腺甙(ATP) 的成分，这两种化合物对植物能量的运转具有重要意义,ATP 的合成是 ADP 通过呼吸作用和光合作用形成，含有较高能量的磷酸盐根，它能控制生物过程的能量需求，例如吸取一些养分和养分在植物体内的传送，和新分子的合成都是利用能量的过程,ATP 是帮助的工具。

磷酸在植物生命周期中起重要作用，它是脱氧核糖核甙酸(DNA) 的必需成分，它是植物和动物遗传基因位和蛋白质有用的各种形态的核糖酸所必需成分。很明显，磷是若干代谢过程所必需的。

磷在植物一些重要功能和质量有重要影响，那就是：

光合作用。

氮固定。

作物成熟、开花、结果，包括种子形成。
根的发育，特别是侧根和须根的发育。
加强禾谷类作物茎杆强度，有助防倒伏。
改善作物品质，特别是饲料和蔬菜。

12.2 磷的循环

从土壤到高等植物，磷的生物循环和返回见图解图 12.1。注意植物根系吸收的水溶性无机态磷和较小量的有机态磷化合物是在地下传送到植物根系才吸收的。植物体内的磷返回进土壤或者以植物残落物的形式或以人类和动物废物的形式。微生物分解残落物和死亡之后它们组织中所含的磷，分解后的磷有些变成和有机质的结合态，以后再进一步释放，有一些慢慢地变成水溶态，植物根系可以吸收，然后再开始从新循
环。

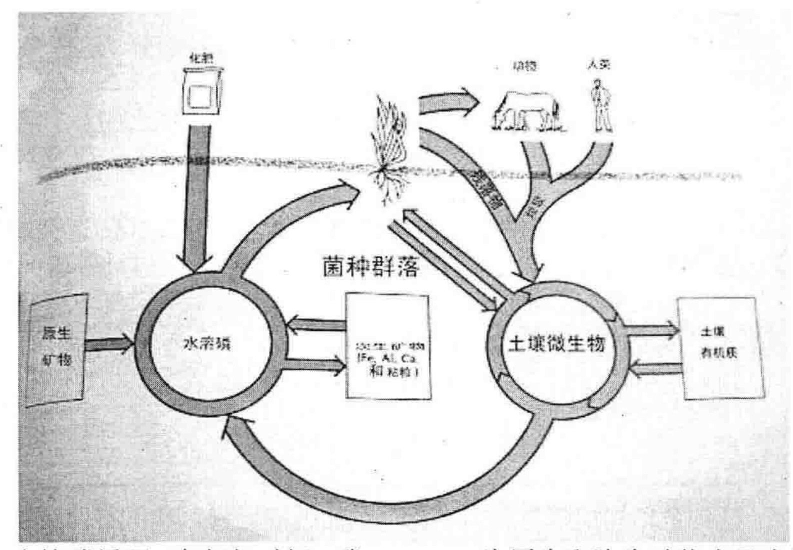


图 12.1 土壤磷循环，在任何时间，磷 98—99%为原生和次生矿物态及有机质结合态,1—2%存在微生物组织中，只有 0.01%是以水溶态存在。然而循环看出，在植物、微生物和水溶性磷之间的作用，对高等植物是重要的，因为这可以看出水溶性磷是如何为植物提供的，化肥增加了水溶性磷的重要来源，注意淋失和气态损失的磷是不大的。

在大多数土壤，有效态磷在任何时间都是很低的，很少超过土壤总磷量的 0.01%,因此有效磷水平通过对土壤施用化学肥料来提供，不幸的是加入的那些磷也会变成溶性很小的次生矿物形态。这种形态的磷释放得非常慢，也可变城在若干年间对植物都是无用的，这个磷有效态保持问题将受到我们的首先注意。

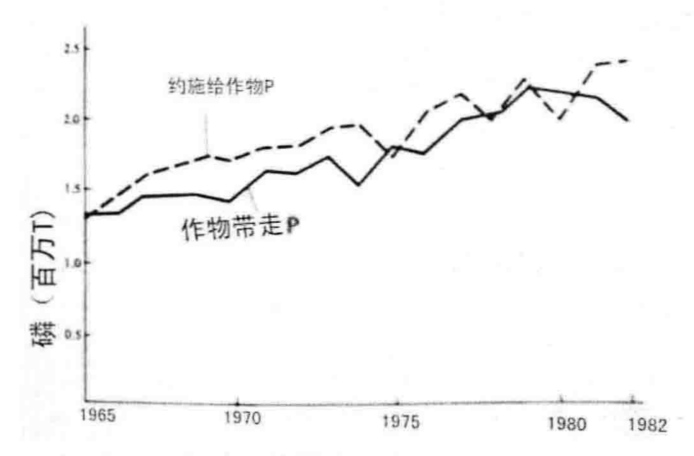


图 12.2 从 1965 年至 1982 年估计美国施用磷肥和作物带走的磷。[引自 Douglas(1982)]

12.3 磷的问题

磷有三方面的问题，第一土壤中总磷量低，通常不多于氮的十分之一至四分之一，和钾的二十分之一，土壤中磷量的变化范围从 200kg 至 2000kg.P 每公顷耕层(HFS)； 第二自然磷化合物大部分对植物吸收是无效的，有些是高度不溶；第三水溶性磷源如化肥和厩肥加入土壤后，它们很快被固定成高度不溶形态，并经过一段时间进一步反应后会变成高度不溶状态。

许多地区肥料实践说明了磷无效程度。为获得高产，农民通常施用的磷高于作作物带走的磷，需高磷的蔬菜作物，磷的施用通常两倍或三倍作物带走的速率，对全美国，磷肥的施用量通常超过作物带走的量(图 12.2)，研究这一利用系数值，说明在这些年间作物吸收的肥料占施用肥料通常小于 15%。

施入磷多于作物带走的磷可长期增加受益，不断增加磷足够高的水平以减少对磷肥将来大量的需求，因此，建立磷贮备是一些实践的结论。

土壤	样品数	总磷量(mg / kg)	有机磷部分
西部俄勒岗土壤			
山地土	4	375	66
老谷地充填土	4	1479	30
近代谷地土壤	3	848	26
爱阿华州土壤			
软土	2	613	42
淋溶土	2	574	37
淋溶土	2	495	53
亚利桑那州土壤			
表土	19	703	36
心土	5	125	34
澳大利亚土壤			

灰土	1	398	65
变性土	1	362	86
软土	1	505	75
夏威夷			
水成土	1	4700	37
薄层土	1	2250	21
三水铝石矿土壤	1	1414	19
三水铝石土(心土)	1	2575	7

12.4 土壤中的磷化合物

土壤中存在的无机态磷和有机态磷，二者都是植物磷素的重要来源，不同土壤二者的相对量有很大的不同，但也不是经常显著地一半之多为有机态磷，表 12.1 的资料给出了矿质土壤有机磷和无机磷相对比例的一些印像，有机部分通常组成总量的 20－80%，不管发生什么变化，很明显，除了对这两种形态的磷注意外，土壤磷的论述不能认为全部包括了(图 1.2.3)。

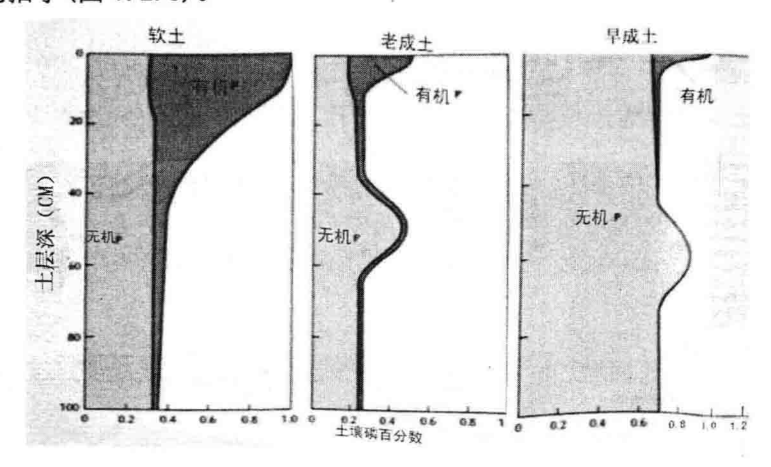


图 12.3 三个土纲代表性土壤的磷含量，有机磷最高比例为软土土纲。其它都较低，旱成土原有较高的磷含量，因为一些的无机态磷化合物被淋溶到土壤下部。亚表层原有较高的磷含量，这是 由于铁铝氧化物固定(老成土)和钙化合物的固定作用而成(旱成土)。

无机化合物 土壤中绝大部分无机磷化合物可分两大类,(a) 钙的磷化合物；(b) 铁、铝的磷化合物，表 12.2 列出了最重要的钙磷化合物，磷灰石矿物是其中最不溶和最无效的，即便在强烈风化的土壤，特别是底层也可以发现这种形态的磷。这种磷灰石的顽固性说明了它所含的磷不溶性和无效性。

钙的简单化合物，如磷酸一钙、磷酸二钙对植物生长是有效的，但是除非是近期施过磷肥，土壤中这些磷化合物是很少的，因为它很容易变成不溶状态。

关于土壤中铁铝磷酸盐的组成成分认识的更少，这些化合物包括羟基磷酸盐，像粉红磷铁矿($FePO_4.2H_2O$)、磷铝石($AlPO_4.H_2O$)。这样的羟基磷酸盐在酸性土壤是相当稳定和相当难溶的。

许多研究者证实者证实，磷酸盐和某些铁或铝的硅酸盐矿物如高岭石作用，但是被土

壤吸持的这种磷的形态还不清楚，许多根据表明，磷酸盐能促进晶格分解成硅酸盐粘粒，并形成不溶的产物是铁铝的磷酸盐，这正如上段所述。

有机磷化合物 对土壤中的有机磷化合物做的较少，虽然有机磷部分常常占全磷的一半，当然这些有机结合态磷，在土壤中的许多性质还不知道，但是有三种主要有机磷化合物发现在植物中也存在土壤中。那就是：(a) 肌醇磷酸盐，类似糖化合物—肌醇(环己六醇)[$C_6H_6(OH)_6$]；(b) 核酸；(c) 磷脂。一些研究认为土壤中的有机磷不只这几种，还存在其他种类的有机磷。

环己六醇磷酸盐是所知的最丰富的有机磷化合物，占有机磷总量的 10—50%,它们被认为来源于微生物。环己六醇磷酸盐在酸碱条件下非常稳定，并和高分子量的腐殖质相互作用，这一性质反映了土壤中它们可有丰富的数量。

核酸有核糖核酸(RNA) 和脱氧核糖核酸(DNA)，在土壤中是含磷化合物两个例，曾一度认为占有机磷的一半，核酸现在认为在土壤中占有机磷总量不大于 1—5%。

第三个知道的有机磷形态是磷脂，类似脂肪的化合物，来源微生物。它们只占有机磷的 0.2—2.5%。

这很明显，有一半的有机磷存在形态还不了解。但是我们的不了解并不能减少那些特别化合物通过微生物分解供磷的重要性，这将在以后的无机形态中讨论。

12.5 控制土壤无机磷有效性的因素

无机磷的有效性主要决定于：(a) 土壤 PH；(b) 可溶性铁、铝和锰；(c) 含铁、铝、锰矿物的存在；(d) 有效性钙和含钙矿物；(e) 有机质的数量和分解；(f) 微生物的活性。前四种是相互联系的，因为土壤 PH 值强烈地影响着磷和不同离子和矿物的作用。

12.6PH 和磷酸盐离子

. 磷对植物的有效性在不小的程度上决定于这一元素的离子形态，而离子形态又决定于溶液的 PH 值，只有在该 PH 的溶液中才能发现该离子形态(图 12.4)，因此在强酸性溶液中，只有 $H_2PO_4^-$离子存在。如果 PH 上升，首先 HPO_4^{2-}离子和后来 PO_3^{3-}占优势，可用下式表示：

$$\underset{H^+}{\overset{OH^-}{H_2PO_4^-}} \longleftrightarrow \underset{H}{\overset{OH^-}{H_2O+HPO_4^{2-}}} \longleftrightarrow H_2O+PO_4^{3}$$

强酸溶液　　　　　　　　　　　　　　　　　　强碱溶液

在中间的 PH 值，两种离子同时存在，因此在 PH7 时,$H_2PO_4^-$ 和 HPO_4^{2-} 两种离子就都能被发现。$H_2PO_4^{2-}$

的有效性多大于 HPO_4^- 离子对植物来说，但在土壤中，由于在不同 PH 水平存在其它的化合物和离子，就使这一关系复杂化。例如在强酸性条件下，有可溶性铁铝存在或在高 PH 下有钙存在，这将明显地影响着磷的有效性，下面我们将讨论酸性土壤中这些离子的影响。

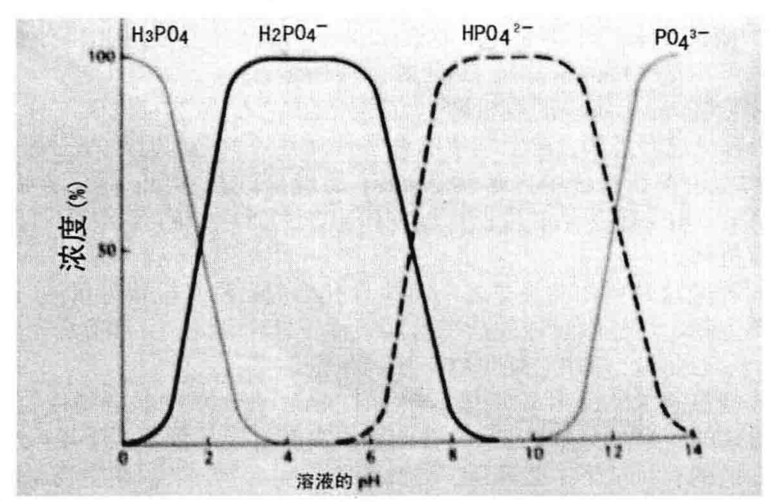


图 12.4 溶液的 PH 和相应三种可溶性磷浓度的关系。在一般土壤 PH 范围内，以 $H_2PO_4^-$ 离子占优势，$H_2PO_4^-$和 HP_4^{2-}离子最常常被植物吸收。

12.7 酸性土壤中无机磷的有效性

假若你遇到的是营养液或无机物很低的有机质土壤，又假若它们这些介质曾酸性反应而且其中的铁、铝、锰含量又低，在这样的条件下 $H_2PO_4^-$应该占优势，对植物生长是速效的，只要 PH 不太低，植物的正常吸收磷是没有问题的。

铁、铝和锰离子的沉淀作用 虽然在通常的矿质土壤，如果酸度相同也有可能产生相当不同的结果(图 12.5)。但是如在强酸性土壤中有可溶性 Fe、Al 和 Mn 存在，它们直接与 $H_2PO_4^-$发生反应，生成不溶的羟基磷酸盐，这一化学沉淀作用可以表示如下，现以铝离子为例：

$$Al^{3+}+H_2PO_4^- +2H_2O \longleftrightarrow 2H^++Al(OH)_2H_2PO_4$$

(水溶性)　　　　　　　　　　(不溶性)

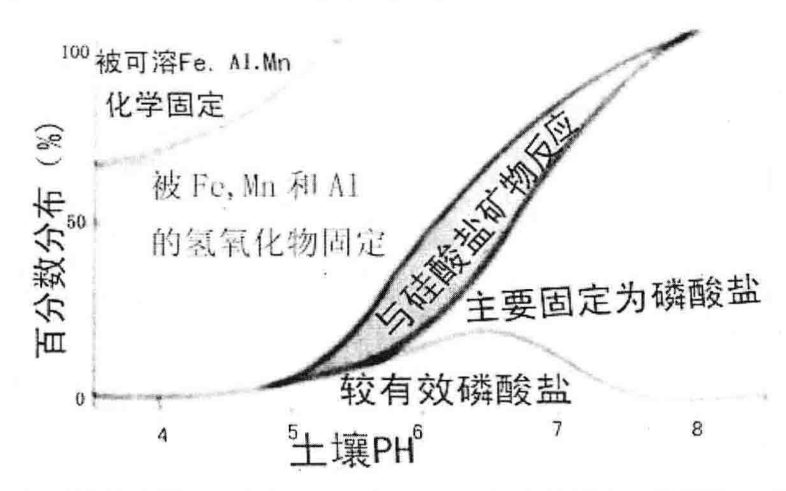


图 12.5 在不同的土壤 PH 条件下，施入磷后无机磷的固定。该图为一般条件，并不意味着任何特定土壤，也有这样同样相同的分布情况，和土壤反应后有效磷的真正比例将决定于肥料和土壤的接触情况，反应的时间和其它因素。还有一部分施入土壤后的磷转变成

有机态，暂时为无效性。

在大多数强酸性土壤中，铁、铝离子超过 $H_2PO_4^-$，因此上述反应向右进行，形成难溶性磷酸盐，在这样的条件下，只剩下极少的 $H_2PO_4^-$直接对作物生长有效了。一个和铁、铝、锰一样直得关注的事情，当含有水溶性 $Ca(H_2PO_4)_2.H_2O$ 施入土壤后，甚至在较高 PH 值下也会发生(图 12.6)，肥料颗粒中的 $Ca(H_2PO_4^-)_2.H_2O$ 就会吸持土壤中的水产生如下反应：

$$Ca(H_2PO_4)_2.H_2O+H_2O \rightarrow CaHPO_4.2H_2O+H_3PO_4$$

随着吸持水分的增多，富含 H_3PO_4 的土壤溶液的 pH 约为 1.4，由肥料颗粒向外扩散，这个溶液有足够的酸度去溶解和取代出大量的铁、铝和锰，这些离子和磷酸离子反应，形成了复杂的化合物，在酸性土壤中，形成的是羟基铁、铝和锰的磷酸盐，在中性和碱性土壤中形成的则是羟基钙的磷酸盐。总之，水溶性 $Ca(H_2PO_4)_2.H_2O$ 施入土壤后，直接形成一类不溶性铁、铝、锰和钙的化合物，幸运的是，在这些新沉淀的化合物中所持的磷在一定程度上讲是有效的对植物吸收，但当那些新鲜的沉淀化合物等到“老化” 或转变成更不溶的形态时，对植物的有效性会大大降低。

与含水氧化物的反应 $H_2PO^-_4$ 不仅与可溶性铁、铝和锰离子反应，而且还与这些元素的不溶性含水氧化物反应，如褐铁矿、针铁矿等(图 12.5)，从反应中产生的化合物类似的羟基磷酸盐这种情况的化合沉淀，以上已经论述，它们的形成可以用下面方程式说明，如果

以铝的水氧化物和羟基铝磷酸盐为代表：

HO↘ HO↘

$Al—OH+H_2PO^-_4 \longleftrightarrow Al—H_2PO_4+OH^-$

HO↗ HO↗

(水溶) (水不溶)

通过这一途经和类似形成含有铁、锰的基性磷酸盐矿的反应，被认为是存在的。并且若干此类化合物就是以这种机制固定的磷这一机制的发生可以在相当大的 PH 幅度内发生(图 12.5)，再说许多土壤存在着大量的含水铁、铝氧化物，因此可能就是由这种方式固定着大量的磷。

因而上述两个固定式可以看出，酸性条件可以使矿质土壤中速效的 $H_2PO^-_4$ 存在，但也能导致磷酸铁、铝和锰等化合物引起强烈的固定和沉淀(图 12.6)。

硅酸盐粘粒的固定作用 磷的第三个固定途径是在中酸性条件下，至于硅酸盐矿物如高岭石即可，虽然其真实机制还有疑问。但总的方面，仍同磷与简单的铁、铝、锰化合物作用相似。有些科学工作者的看法认为，硅酸盐矿物固定磷的过程是矿物晶体表面暴露的 OH 基与 $H_2PO^-_4$ 离子之间反应的结果。另一些人证实，一些铝离子和铁离子实际上是从硅酸盐晶体边缘移出形成羟基磷酸盐，和已讨论过的一般公式相似。这种类型的反应可表示如下：

$[Al] +H_2PO^-_4+2H_2O \longleftrightarrow 2H^++Al(OH)_2H_2PO_4$

在硅酸盐晶格内 (不溶性)

虽然磷酸盐与不同离子和化合物反应在酸性土壤，但在每一种情况下都形成不溶的铁、铝化合物。在不同土壤中的主要差异，或许磷酸盐沉淀速率不同，或各反应产物的表面积不同。关于后者的表面积问题，我们还将要讨论(12.10 节)。

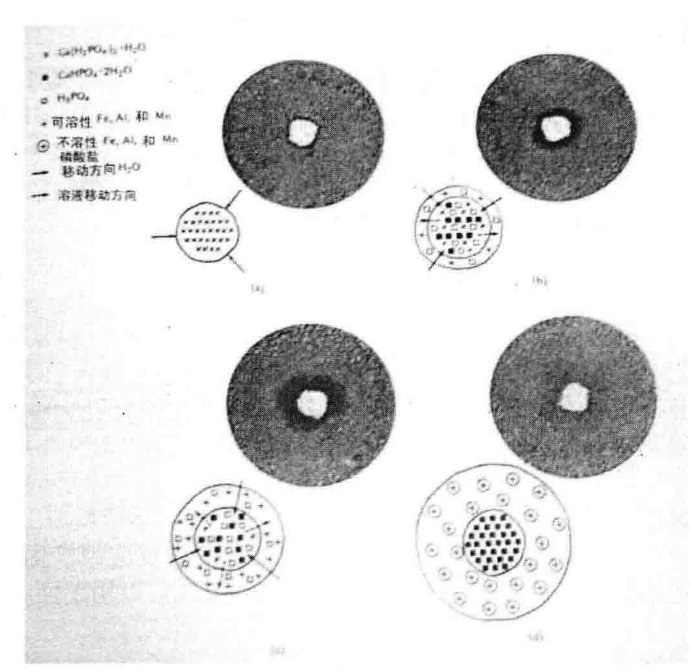


图 12.6$Ca(H_2PO_4).H_2O$ 颗粒与湿土的反应,(a) 颗粒刚加入土壤，立即开始吸收土壤水。(b) 在湿的颗粒中 H_3PO_4 和 $CaHPO_4.2H_2O$ 形成,H_3PO_4 开始移出土壤，是随着更多的水被吸收。(c)H_3PO_4 大量溶液移进土壤，溶解并代换出 Fe、Al 和 Mn 在颗粒中,留下了不溶的 $CaHPO_4.2H_2O$ 在颗粒中。(d) Fe、Fe 和 Mn 离子和磷酸盐起反应形成不溶的化合物，这些化合物形成和残余的 $CaHPO_4.2H_2O$ 在一起是主要的反应产品。

阴离子交换 另外发生反应产生的不溶沉淀和羟基磷酸盐，磷酸根可部分被相似的阴离子进行交换反应，正如在 7.14 节中指出的，胶体颗粒一些正电荷是两个阴离子之间的交换位置。

$$\boxed{>AlOH^-_2}\,OH^- + H_2PO_4^- \quad \leftrightarrow \quad \boxed{>AlOH_2^+}\quad H_2PO_4^- + OH^-$$

(正电荷颗粒) (正电荷颗粒)

注意该反应是可逆的，也就是说,OH^- 可取代 $H_2PO^-_4$ 离子，将它从土壤胶体表面移到土壤溶液，这一反应显示了阴离子交换是如何进行的，也说明了施用石灰后，对保持土壤高浓度的有效磷是重要的。

12.8 高 PH 值无机磷的有效性

在碱性土壤中磷的有效性主要决定于所含磷的钙化合物的水溶性，如果含 $H_2PO^-_4$ 肥料如高浓度的重过磷酸钙，施入碱性土壤(假如 PH＝8.0),$H_2PO_4^-$ 很快发生反应形成溶解度较小的化合物，而且形成中间产物磷酸三钙[$Ca_3(PO_4)_2$] 是重要的中间产物，在土壤中假设参于反应的为 $Ca(H_2PO_4)_2.2H_2O$ 和 $CaCO_3$ 则反应如下：

$$Ca(H_2PO^-_4)_2.H_2O+2CaCO_3 \quad \rightarrow \quad Ca(PO_4)_2+2CO_2+2H_2O$$

这些化合物的溶解性和对植物有效性依次为所含的磷随磷酸根的变化从 $H_2PO_4^-$ 离子到磷酸三钙逐渐减小，虽然这些化合物是相当难溶的，但它还可以在土壤中进一步变成更

难溶的化合物，如果条件适合，允许有足够的时间，就会形成表 12.2 中所列的羟基氧基碳酸盐，甚至氟磷灰石化合物。这些化合物数百倍难溶于新鲜的磷酸三钙。

表 12.2 土壤中常见的无机磷酸钙化合物(按溶解度的增加为序)

化合物	分子式
氟磷灰石	$[3Ca_3(PO_4)_2].CaF_2$
碳酸钙磷灰石	$[3Ca_3(PO_4)_2.CaCO_3$
羟基磷灰石	$[3Ca_3(PO_4)_2]Ca(OH)_2$
氧基磷灰石	$[3Ca_3(PO_4)]CaO$
磷酸三钙	$Ca_3(PO_4)_2$
磷酸八钙	$Ca_8H_2(PO_4)_6.5H_2O$
磷酸二钙	$CaHPO_4.2H_2O$
磷酸一钙	$Ca(H_2PO_4)_2$

上述这种转化成难溶性钙的磷酸盐也可发现在施用石灰较多的美国东部地区土壤(灰土、老成土和淋溶土)，在东部地区由于普遍存在过多的碳酸钙，这个问题更为严重。所以干旱地区的碱性土(如旱成土）和强酸性(如灰土和老成土）土壤磷肥的施用问题是一样严重。

12.9 无机磷有效性最大的 PH 值

磷酸盐的不溶性发生在土嚷 PH 值范围的两个极端(图 12.5)，关于磷固定最小时土壤的 PH 值范围问题，对盐基的铁铝磷酸盐最小的 PH 范围为 PH3-4，在 PH 值较高时，有些磷释放出来，因而固定量降低。但是当 PH 值达到 6.5 不少的磷酸盐仍被铁和铝离子化合，当 PH 达到 6 时，磷酸钙开始沉淀，在 PH6.5 时形成难溶性磷酸钙，导致磷成无效状态，在 PH7 以上，就有更难溶的化合物(如磷灰石）形成。

这些事实说明，把土壤 PH 值保持在 PH6-7 之间磷的有效性最大，但是就是在这一 PH 范围磷的有效性还是很低的，加入的可溶性磷酸盐仍易被土壤固定，在矿质土壤当季作物对磷肥的回收率很低，或许在 10-15%，部分是由于这些固定。最高的回收率是在有机质土壤和钙、铁、铝浓度不高的盆栽混合土。

12.10 磷酸盐的表面积和有效性

可溶性磷酸盐施入土中后，含有钙、铁和铝的不溶性磷酸盐形成了。 含这些磷酸盐的颗粒的总面积一般较高，因而这些化合物中的磷的有效性也较高，所以即使过磷酸钙中的水溶性磷在土壤中几天内即可沉淀，这种新鲜沉淀的化合物仍能为植物生长释放不少的磷。

老化的影响 随着时间的变化，可溶性磷和土壤反应的产物随之发生变化，通常这些变化的结果产生磷酸盐表面积的降低，和同样的有效性的减少，沉淀磷酸盐结晶大小随时间而增加。它们表面积的减少，而且碳酸盐和铁铝氧化物颗粒所保持的磷渗透进自己颗粒内部(图 12.7)。这些剩下较少的磷靠近表面，在这里它们可以对植物有效。通过这些老化过程，磷酸盐的有效性降低，而且对作物提供磷的有效性不仅决定于化合物的种类，还决定于所形成化合物的面积。

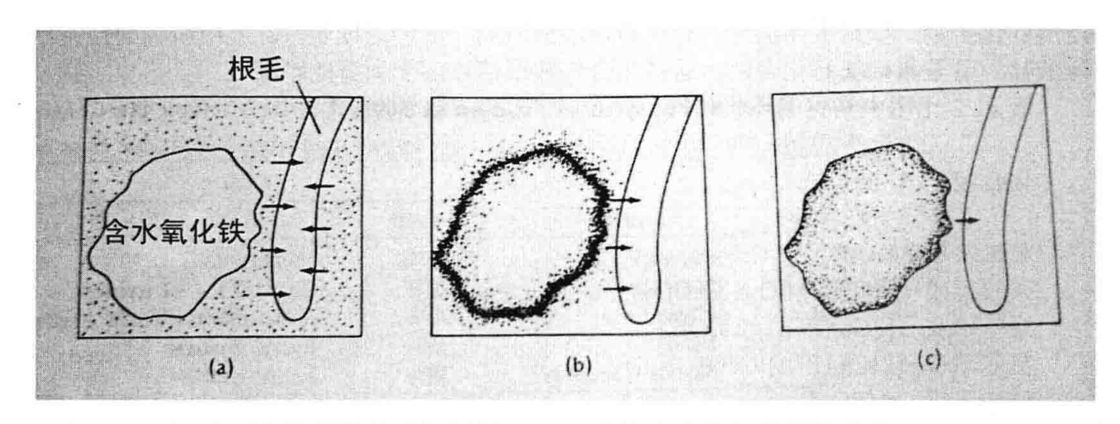


图 12.7 相对可溶的磷酸盐是如何转变成不溶的化合物如铁铝氧化物的水化物。(a) 刚刚施入后可溶性磷酸盐的情况，根毛和周围可溶性磷酸盐与含水氧化铁颗粒；(b) 在很短的时间内大部分可溶性磷和含水氧化铁晶体表面进行反应，这时磷仍然非常有效对植物根系，因为大部分磷分部在颗粒表面，从这儿渗向植物足以进行交换。(c) 随着时间磷渗透进颗粒内，只有极少一部分在接近表面，在这种条件下磷的有效性是低的。

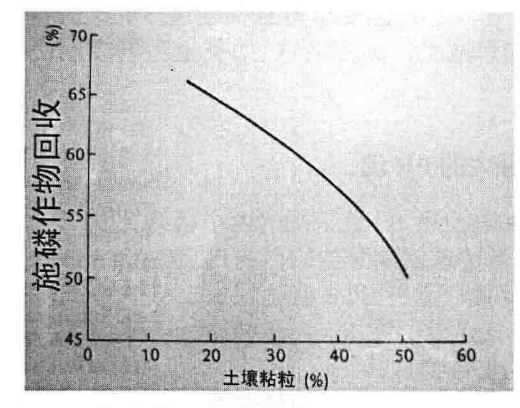


图 12.8 粘粒含量对磷肥回收率的影响,6 种作物生长在 4 种石灰性土壤上，土壤有较高的粘粒含量,有将磷从作物有效态固定为无效态的趋势[引自 Olsen 等(1977)]。

表 12.3 若干不同种类粘粒含量土壤磷固定率的比较,Fe、Ae 氧化物(特别是无定形类型)有最大固定量和硅酸盐粘粒有最小固定量

土壤类型	地点	粘粒		P 固定
		百分数	类型	(kg / 2×10^6 kg 土壤)
薄层干软土	夏威夷州	70%	硅酸盐粘粒	0
三水铝矿质腐殖质氧化土	夏威夷州	70%	结晶铁铝氧化物	1800
水化火山灰始成土	夏威夷州	70%	无定形铁铝氧化物	5600
残存湿老成土	秘鲁	6%	铁铝氧化物	200
薄层湿老成土	北卡罗来纳	38%	铁铝氧化物	680

与土壤质地的关系 大多数化合物与磷的反应都是在较细的土壤部分，最后磷的固定结果断定在粘土比在质地粗的土壤多，这一事实的发生可以从图 12.8 的资料看出，该图清楚地说明粘粒降低磷有效性的趋势。

12.11 土壤固定磷的能力

根据上述简单讨论，土壤能够固定磷的实际数量引起大家的兴趣，表 12.3 列出了所选氧化土、老成土和软土。固定能力的数据。注意粘粒高的土壤固定的磷较多，如铁铝氧化物，特别是无定形铁铝氧化物远强于结晶的软土(薄层软土土壤)，而结晶的软土也明显地低于 Fe、Ae 氧化物，并且它没有固定磷。

土壤固定磷的能力高说明为什么施入大量的磷肥后很快地变成对作物的无效态，进一步地说在以后若干年间植物还能吸收剩下的一些被固定的物质。

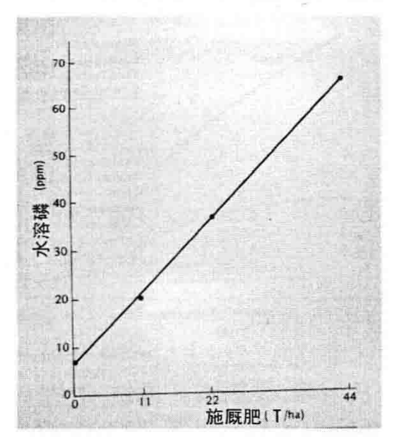


图 12.9 增加有机质(厩肥) 对 PH7.2 土壤水溶性磷水平的影响，随着厩肥的分解，释放有机酸，形成稳定的含有铁铝的复杂化合物，并且影响钙的磷酸盐的水溶性。[资料引自 EI－Baruni 和 Olsen(1979)]

12.12 有机质、微生物和磷的有效性

有机质保持的磷可以进行通常同样的矿化和固定作用过程，该过程又与氮和硫有关，下面的反应可以说明这一点：

固定

←←←←←　　微生物　　　　　　　　Fe^{3+}、Al^{3+}、Ca^{2+}

有机 P　←→　　　　$H_2PO_4^-$　　　　→→→→→　Fe、Al、Ca 磷酸盐的固定

→→→→→微生物　　　　　　　　　←←←←←

矿化

有机残落物和腐殖质分解释放水溶磷化合物，所产生的水溶性无机磷酸盐离子(H_2PO^-) 被植物吸收或被固定成不溶态。

如果有机残落物含磷量低，但含其他养分高，被施入土壤后，微生物很快进行活动和水溶性磷 $H_2PO^-_4$ 在土壤溶液中很快出现，同时还有水溶性 NH_4^+ 、NO^-_3、和 SO^{2-}_4 离子。有机质影响磷的有效性通常通过两个途经：第一，认为有机磷(核酸) 源是被腐殖质化合物

还有硅酸盐粘粒所吸附态，这一吸附反应大概可以预防有机磷被微生物吞食。第二，特殊的有机化合物络合物形态。它含有铁铝离子的氧化物的水化物，因此能够防止这些物质和磷起反应，厩肥和水溶性磷的影响见图 12.9。

12.13 磷的强度因素和容量因素

要明白磷在土壤中的不同形态是非常的，但对土壤保持足够高磷水平能力于土壤溶液中，以满足植物生长需要的知识更为重要。土壤溶液中的浓度是用强度(I) 来测定磷养分因素，如果这一因素保持在约

2mg / kg 或以上，大多数作物将会获得最大产量(表 12.4)。

表 12.4 土壤溶液中磷浓度要保证若干作物最大产量 95%,地点夏威夷

作物	土壤	土嚷溶液中 P 的接近浓度(mg / kg)
木薯	哈利	0.005
花生	哈利	0.01
玉米	哈利	0.05
大豆	哈利	0.20
包菜	库拉	0.04
番茄	库拉	0.20
大头莴苣	库拉	0.30

随着植物根系从土壤溶液中吸收磷，少部分通过磷的释放来完成，它是来自常说的稳定态，它的量较少，是土壤固体易交换磷和土壤溶液交换产生(见图 12.10)，这一土壤溶液提供的来源，是所知的磷养分的容量(Q)因素 虽然 Q 因素包括固体形态的磷,它可向土壤溶液释放磷元素,它构成了主要的迟效形态见图 12.10。这些是新鲜沉淀的铁、铝、锰、钙化合物 和磷酸盐颗粒表面吸附态暂时还没进入颗粒而被固持。

速效磷 土壤溶液 $H_2PO^-_4$ 和 HPO^{2-}_4

从加入肥料，厩肥态释放

↑↓

迟效磷

Fe、Al、和 Mn 磷酸盐(酸性土壤) 和 Ca 和 Mg 磷酸盐(碱性土壤) 新鲜沉淀细土粒表面吸持

↓↑

极迟效磷(非活性)Fe、Al、Mn、Ca 和 Mg 的磷酸盐沉淀，老化结晶，磷渗后的颗粒，表面保持少，稳定的有机磷酸盐。

图 12. 10 磷化合物三种主要类型的划分，肥料磷通常是速效磷（土壤溶液）类，但能很快转变成迟效（活性）态，它们一开始可被植物利用，但随着老化，有效性降低，可以

把它们归为极迟效磷(非活性）态。在任何时间，土壤中的磷酸盐80—90%是极迟效态，部分形态是迟效态，或许不到1%为速效态。注意磷可以从一种形态向另一种形态变化，虽然这种变化较慢。

从图12.11可看出，Q水平需去保障强度(I)，或者说土壤溶液的磷水平随土壤而变化，热带区铁、铝粘粘粒高，需要一个较高的Q水平去保障一个I水平以满足正常生长。相反砂土含粘粒量低，铁铝含量少，给出相同磷容量(Q)就能保证较高的强度(I)。

如果植物根系从土壤溶液中吸收一定量的磷(降低I因素)，砂土I水平的降低较为强烈，粉土减少则较轻，后者对磷有很强的缓冲性较砂土，土壤潜在缓冲量可表示如下：

$$PBC = \Delta Q / \Delta I$$

△Q是容量(Q因素）的变化量和△I是强度(I因素）的变化量。

对于决定高产的磷肥的需要量，土壤中磷的Q／I关系和潜在缓冲能力非常重要，我们将在12.21节看到相同的钾的这种关系。

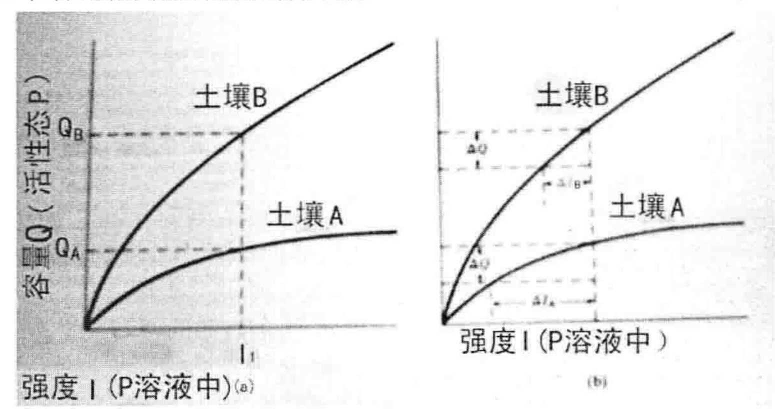


图12.11 两种土壤的P强度因素(土壤溶液中的P）和容量因素(与土壤溶液平衡中固体活性磷P）间的关系。土壤A可以是固定磷化合物较少的砂土；土壤B质地重，有较多的Fe、Ae、Mn、Mg和Ca固定的磷，这些磷为非活性态。(a）如果是一样土壤溶液供P水平(强度）则土壤B中存在的磷一定要高于土壤A。(b）但如果给出一定的P从土壤向作物移动量(△Q),k则土壤强度A(△I_a）降低的速度则快于土壤B(△I_b)，说明土壤B的缓冲性大于土壤A。

12.14 磷的有效性实际控制

从实践的观点，磷的利用问题并不令人乐观，植物施用磷效果不好，早就为人所知，大部分作物磷吸收率一年间占施用磷约10—15%左右，这不只是由于施入磷的固定趋势，还有土壤中的磷元素向植物根系移动速度慢，磷酸盐是一个不活动的必需营养元素。

持续不断地施用磷肥，可随时增加土壤中的养分水平，这一水平中部分是活性态，它可以将磷释放进土壤溶液，因此虽然大量地施用了磷肥，在一年间没有利用多少，但它可以为来年提供重要的肥源。

石灰和肥料的施用 对磷酸盐的有效性起一些控制作用的因素有施用石灰，施用磷肥和增施有机质。把土壤PH保持在6—7之间磷酸盐的固定作用最小(图12.5)，磷酸盐肥料通常采用局布带状施用，可预防与土壤快速反应。另外磷肥通常是团粒状以阻止它们和土

壤过多接触，磷酸盐肥料的利用效率通过结合施用动物厩肥可以提高肥效，重要证据是有机质能增加该元素的有效性。最后含水性磷酸盐肥料对叶菜类作物和水果的施用是成功的。

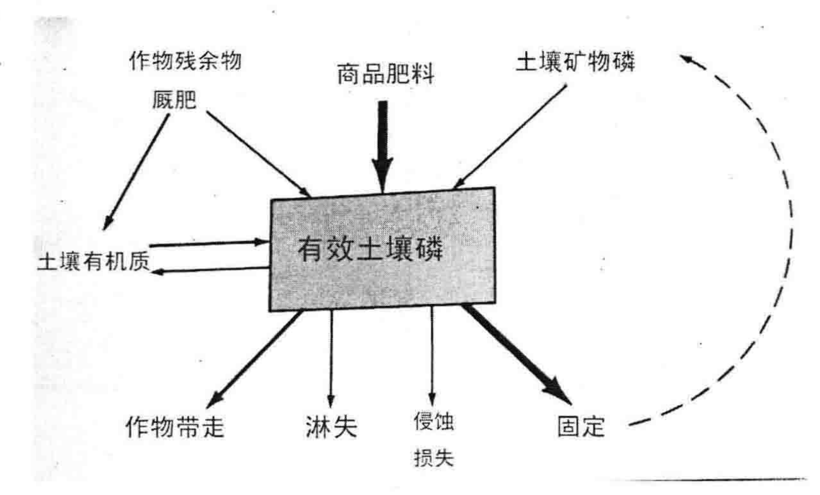


图 12.12 土壤中有效磷是如何消耗和恢复的。注意记住两个主要的方面是增施磷肥和固定为不溶态元素。特别和钙、镁、钾相比较，土壤中有效磷的量，在任何时间都是较低的。

尽管有这些预防措施，施用磷肥至今主要部分还是要恢复为有效性小的形态(图 12.12)，请记住,当然这一恢复并不是磷从土壤流失掉，通过多少年后，它们仍可以慢慢地成为植物有效的。这可成为一个重要的因素，特别对多年需要大量磷的土壤。

总而言之，为保持土壤有足够有效的磷，基本是两个方面的问题；(a) 增施磷肥；(b) 在一定程度上控制土壤中磷的固定作用，包括施用的磷和自然的磷二者。

12,15 钾素-第三大“肥料”要素

从美国肥料使用的历史看出，市场上开始出现商品化肥时，最受重视的氮肥和磷肥。虽然钾在植物营养学上的作用早已为人所知，但钾肥的重要性只是近年来才充分地受到重视。

过去，钾素缺乏并不普遍有两方面的原因，第一，许多土壤原来有效供应较多，多年来栽培才出现严重缺乏；第二即使某些土壤获得高产的钾素不够，但产量的限制倍受氮和磷的不足更为严重，随着使用氮磷肥料的增加，作物产量的增加和从土壤移走钾的增加，而且土壤排水大量增加，还有不少的钾是由于淋洗而损失，所有这些就促进了对钾素商品化的需求。

12.16 钾素对植物生长的影响

钾对植物的必需作用是多方面的，钾是多种酶的活性剂，例如负责植物能量代谢如淀粉合成，硝酸盐还原的糖酵解酶。钾在植物中有极度的移动性，并能帮助调节叶子气孔的开关和根细胞的吸收水分。

钾是光合作用所必需的是蛋白质合成，淀粉的形成和糖的转移所必需的，该元素的重要性还在于谷粒的形成，无疑也是块茎的发育所必需，所有的块根类作物对施钾都有良好

反应，和磷一样，即使对土壤中提供大量的钾也不会对作物造成有害影响。

钾能增强作物对一些病害的抗性，促进根茎系统健状，帮助植物预防不良“倒伏”，在过量氮肥时常会发生。钾能延迟成塾，因此钾能抵消磷的过早成塾的影响，一般来说，钾有平衡氮磷的作用，而且在混合肥料中就特别重要。

注意，必须看到钠盐可部分取代钾在某些植物营养上的作用，钾缺乏时，土壤中原有的钠或施用硝酸钠肥料就非常有用。

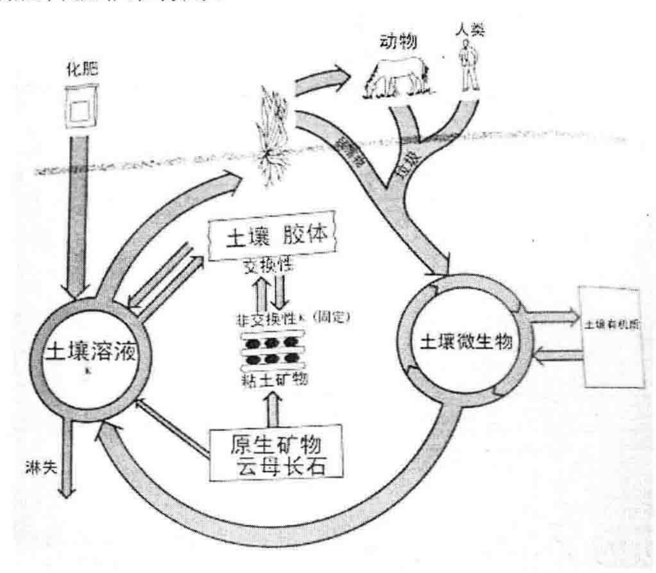


图 12.13 钾主要成分循环。钾从土壤溶液到植物,到人类,到动物再通过微生物返回土壤溶液的循环中强调了生物的作用。原生和次生矿物是该元素的原始起源，但有机质保持和释放一些钾，土壤胶体中的交换性钾和非交换性(固定) 态钾之间可以看出在进行反应。大量的钾主要保持在原生和次生矿物中

从图 12.13 看出土壤中和变化中钾的主要形态，这种变化是通过从土壤到植物体系循环中的变化。钾的原始来源是原生矿物，如云母和钾长石(微斜长石)，随着某些矿物的风化，它们坚硬的框架结构变得松软，例如 2：1 型矿物云母中层间钾，随时变成有效，先是通过非交换态但是迟效态，最后通过易交换态和土壤溶液态，从而植物根系可以吸收。

在任何时间，大部分钾是处于原生矿物和非交换态，保持交换态和溶液态钾的水平高，富有就会促进作物的高产量，就要施用化学肥料。下节将详细讲解涉及钾循环的一些反应。

12.18 钾素问题

钾的有效性 和磷的情况相反，除一些砂土外，多数矿质土壤的全钾较高，事实上这一元素的总量通常高于任何其它主要元素，其量大于 35000—50000kgK／ha 耕层(31000一45000 磅／英亩耕层)，这是普遍情况(见表 1.3)。还有一些钾任何时间常处在易交换的条件，这是很少的。大部分钾元素是作为坚硬的原生矿物部分被保持或作为固定形态，它们对植物最多来说只是中度有效的。因此至少在这一方面钾在利用方面的表现和磷、氮有相似之处。 土壤中这三种元素的大部分为不溶性，对植物生长相对是无效的。

淋失 钾和磷的情况不同，大量的钾会因淋溶而损失，大量施肥后，检查土壤的排水，通常含有相当量的钾，典型的湿润区土壤肥料的回收也只是中等的，每年钾的淋失量常常约 35kg／ha(31 磅／英亩)。但是由于认为钾是可被土壤胶体吸附，这一元素的淋失正常情

况下不会造成产量的降低，除非是砂性极大的土壤。

作物带走 作物带走的钾相当高的，常是磷的 3－4 倍，并相当于氮的量，每公顷 60T 青贮玉米带走 140－180kg / ha(125－156 磅 / 英亩) 是平常的事。

钾的损失还可以由于过量吸收可溶钾并远远超过它们的需要，当有大量丰富的钾存在的话会有这种倾向，这一倾向性能称为奢侈消耗，因为吸收了过量的钾作物产量并没提高。

奢侈消耗的例子 奢侈消耗涉及的原则可以用图 17.14 表示，在土壤中的有效钾和植物带走的钾之间对于许多作物或多或少的直接关系，但是只是最佳产量所需要的钾量才称为需钾量，植物吸收的全部钾至通过这一最佳生长需要钾量就称为奢侈消耗，作物消耗的钾虽然是浪费的]

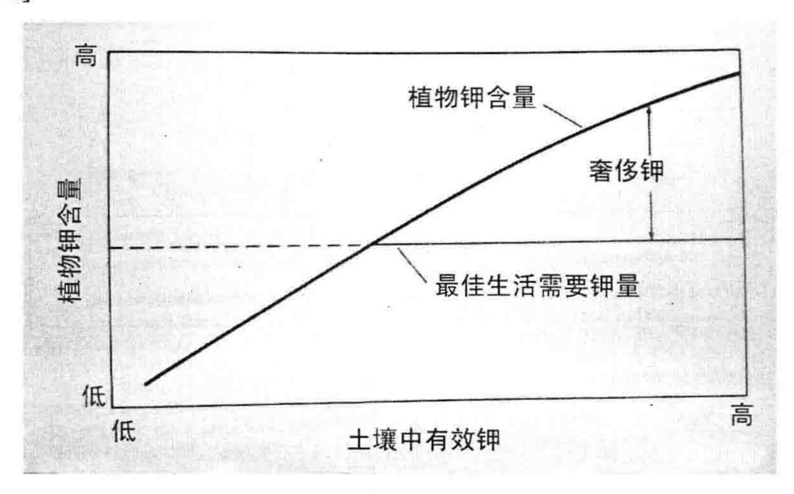


图 12.14 植物含有钾与土壤有效钾的一般关系，如果超量施用钾肥对土壤，植物吸收的钾就会超过最佳产量需钾量，这种奢侈消耗量特别是在作物完全从土壤上运走时是一种浪费。

在田间条件下，奢侈消耗特别严重，例如大量施用钾肥对 3—4 年多年生牧草作物往往在第一年施用以满足以后多年需要，这样第一年施入的钾好象大量被第一季作物吸收了，为以后作物剩下的钾就很少了。

总之，钾的问题至少有三个：(a) 这一元素的相当比例对高等植物相对无效；(b) 钾易遭受淋失浪费；(c) 钾被作物带走是很高的，特别在过量供应元素时。在这样概念的背景下，现在讨论一下土壤中钾素的形态及其有效性。

12.19 土壤中钾的形态和有效性

土壤中钾的形态可分为三种形态：(a) 无效态；(b) 速效态；(c) 迟效态，虽然土壤中大部分钾属于这三种形态的第一种，但是从生产实践观点，后两种有更大的意义。这三种形态的关系见图 12.15 所示，现按图中不同形态进行讨论。

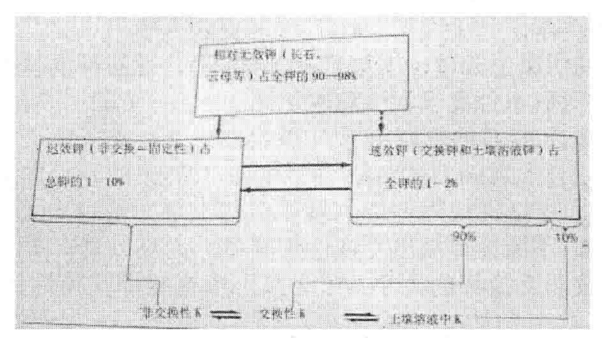


图 12.15 土壤全钾中无效钾、迟效钾、速效钾的相对比例,。速效钾仅占全钾的 1－2%, 在任何时间, 速效钾中有 90%属交换性钾, 只有 10%属土壤溶液中钾。[引自 Attoe 和 Truog(1945)]

相对无效态钾 矿质土壤中 90—98%的钾是相对无效态(图 12.15), 含这种形态钾最多的化合物是长和云母。这些矿物有相当强的抗风化性, 并在作物生长季提供相对很少的钾, 然而年复一年中, 它们累计释放的钾无疑是很重要的。这些矿物在碳酸和其它强的有机酸和无机酸为溶剂的作用下会增加钾的释放, 这些强的有机酸和无机酸在酸性粘粒和腐殖质中都存在(见 2.4 节)。

速效态钾 速效钾只占全钾的 1—2%,速效钾存在土壤中有两种形态：(a) 在土壤溶液中；(b) 为交换态钾, 被土壤胶体表面所吸附,虽然大部分速效钾为交换态(接近 90%),但是土壤溶液钾是被高等植物最易吸收的。图 12.15 典型的两种速效钾形态处于动态平衡中, 该状态只有极大的实际意义,当植物从土壤溶液中吸收钾, 交换性钾就会立刻移向土壤溶液直至重新建立平衡, 当水溶性肥料施入土壤, 平衡反向进入土壤溶液, 钾移向交换性复合体。交换性钾可以看作土壤溶液钾的缓冲机制。

迟效钾 当蛭石、蒙脱石和其它 2：1 型矿物存在, 土壤溶液中(或施入肥料) 钾离子还有铵离子就会被吸附, 还会在一定程度上被土壤胶体“固定(图 12.16)”, 钾和铵离子的大小正好和膨胀矿物晶层间的穴相等, 因此成为晶体的组成部分。这些离子不能被常规交换方法所替代, 归为非交换性钾, 象这种钾并非长时间对高等植物有速效, 但这种非交换钾和更速效钾处于平衡状态, 而且起着重要迟效养分库的作用, 整个的钾平衡可以表示如下：

慢		快速		
非交换 K	↔	交换 K	↔	土壤溶液 K

这一平衡对实践农业的重要意义不能忽略, 特别对施入钾肥的保存更有特殊价值, 并且意味着这些贮存的钾可以进一步对植物利用释放。

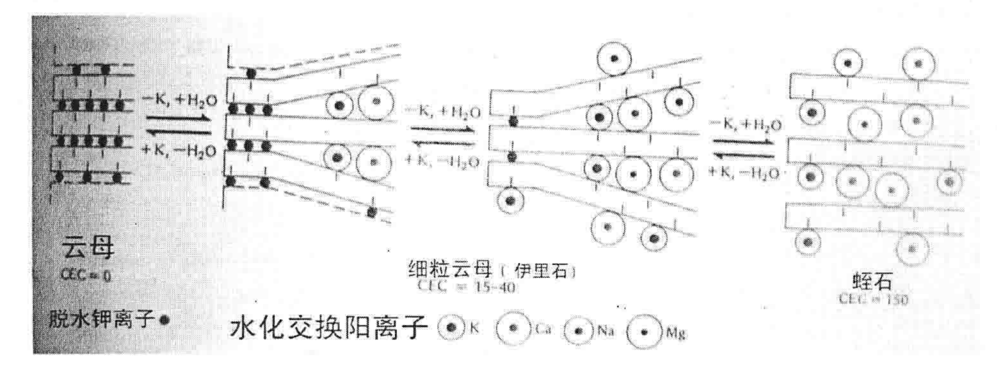


图 12.16 图解说明原生云母、细粒云母(伊利石)、蛭石钾的释放和释放反应的逆反应交换性钾的固定，注意脱水钾离子很少和水化离子 Na+、Ca2+、Mg2+ 等比较。因此当钾加入含有 2：1 型矿物如蛭石的土壤,该反应就会发生,K+ 离子就会被牢牢固定在象细粒云母这样的细晶层间[引自 Mclean(1978)]。注意 NH+4 离子的固定方法相同。

固定钾的释放 非交换钾或固定钾的量在一些土嚷中是相当大的，所以刚才讨论的在这些土攘中固定的钾，不断地释放出交换性钾其量之大足以具有实际意义，表 12.5 数据说明从一些土壤中释放非交换钾的大小，在这些土壤这些非交换性钾不断移动大量供给作物。

土壤	作物利用 K 总量		非交换态提供的百分数
	kg / ha	磅 / 英亩	
威斯康星土壤※：卡林顿粉砂壤	133	119	75
斯潘寒纷砂壤	66	59	80※
普兰菲尔德砂土	99	88	25
密西西比土壤※※：宾逊维尔细粉砂壤土	121	108	33
休斯顿粘土	64	57	47
拉斯顿砂壤土	47	42	24

连续 6 次割垃丁罗三叶草平均数字。

※连续 8 次割谷子作物平均数字。

12.20 影响土壤固定钾的因素

有四个土壤条件明显影响钾的固定量：(a) 土壤胶体性质；(b) 干湿交替；(c) 冻融交替；(d) 存在过量石灰。

粘粒类型和湿度的影响

各种土壤胶体固定钾的能力变化很大,1：1 型的粘土矿物如高岭石固定钾的能力很小。换句话说,2：1 型粘土矿物如蛭石、细粒云母(伊利石) 和蒙脱石很容易固定钾，并且量大，一些云母矿物甚至粉粒大小部分也固定，然后再释放钾。

钾和铵离子被晶体层间吸附阳离子的负电荷所吸持，以硅氧(四面体) 片为负电荷主要来源的矿物固定钾的趋势就强，因此蛭石固定钾的能力就大于蒙脱石(见表 7.5 这些矿物的分析式)。

干湿交替和冻融交替也能产生非交换态钾的固定作用和后来向土壤溶液释放，虽然这种物理条件的实际作用被公认，但其机制还不清楚。

pH 值的影响 施用石灰有时会产生土壤中钾固定的增加(图 12.17)。这并不可奇怪，在强酸性土壤，土壤胶体牢牢吸附的氢离子和氢氧化物铝离子能控制钾和土壤胶体表面联系，这就减少了钾的作用机会。 随着 pH 的增加，氢和氢氧化铝离子移去或中和，这就使得钾离子易于密集胶体表面，因而增加了固定作用的机会。

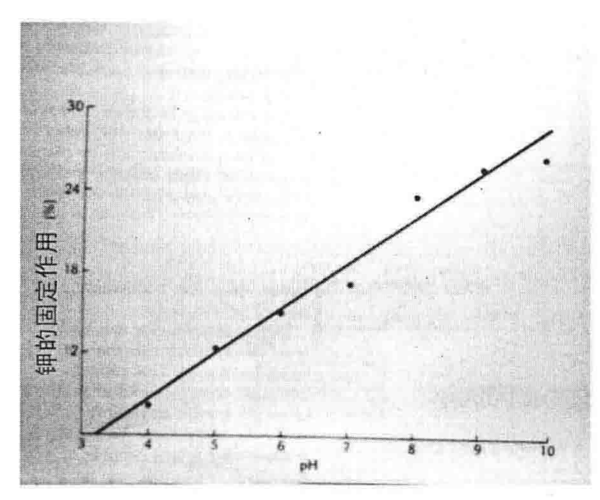


图 12.17pH 值对钾固定的影响，印度土壤。[引自 Grewal 和 Kanwar(1976)]

但另一方面，石灰对钾的有效性有不利影响，例如土壤中负电荷决定于 pH 值，石灰能增加阳离子交换量，结果土壤胶体钾离子吸附增加，和土壤溶液中钾离子水平降低(图 12.18)，另外土壤溶液中高钙的水平可以降低植物对钾的吸收，最后还要注意土壤中碳酸钙的过量会造成钾的不足，钾的固定作用和阳离子比率也能造成这些不利影响。

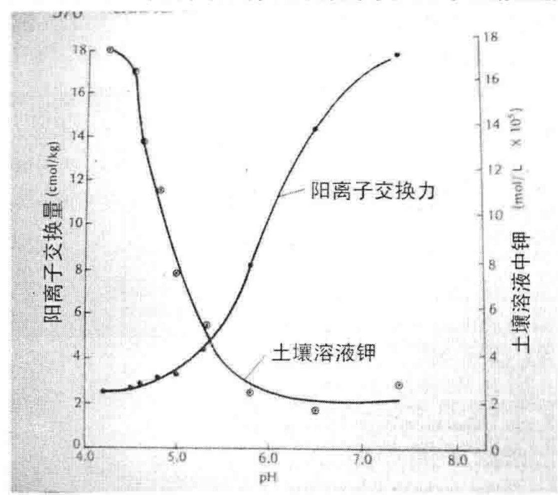


图 12.18 施用石灰产生的 pH 增加对土壤阳离子交换量和土壤溶液中钾水平的影响。随着阳离子交换量的增加，一些土壤溶液钾被土壤胶体吸附。[资料引自 Magdoff 和 Bartlett(!(1980))

12.21 强度因素和容量因素

和磷的情况一样，向植物根系供钾的土壤强度需要去描述和测定。土壤中存在的这两种元素的化合物之间有明显的不同，它们的比率决定了对植物的有效性,但是强度和容量概念的描述在 12.13 节中是反应了磷供应，现在我们也可用来描述和测定钾的供应强度。

钾的强度因素是土壤溶液中钾对植物根随时有效性的度量，由于植物根系吸收钾受土壤溶液中其它离子活度的影响，部分为钙和镁，利用权威的比率式如下：

$[K]/\{[Ca2+]+[Mg2+]\}^{0.5}$

如果说是钾的强度，不如说它标明了强度因素。

容量因素是作物产量形成期间，土壤保持溶液中钾水平能力的度量。这一能力大部分来自交换钾，虽然一些非交换钾在作物生长季释放了足量的钾提供了作物需要的显著的一部分，但是需要记住的主要点是容量因素标明的是提供完成土壤溶液钾水平(强度) 的钾来源能力。

土壤缓冲能力的概念，标明土壤溶液钾水平(强度) 随活性钾量(该元素的容量) 是如何变化的。说明土壤提供钾的能力的差异是有用的，其原因则同 12.13 节磷所讲的一样，粘质地土壤有较高容量的缓冲量，而砂质土壤的缓冲量较低。

12.22 有关钾理论的实际应用

施肥次数 多次轻施钾肥优于少次重施，这一结论的基础是一些作物对钾肥奢侈消耗，该元素在土壤溶液中易被淋溶和过量的钾易受到固定的事实。虽然固定有一定的保护特征在大多数情况下淋失和奢侈消耗的坏处更值得重视。

土壤供钾的能力 第二个重要建议充分利用土壤供钾能力的优势，植物吸收和淋失的每公斤钾都必需以肥料来归还不一定完全正确，某些土壤中大量存在着中等程度有效钾素可以被利用。但是经常出现的是迟效钾量不大，施用钾肥是需要的。此外为降低钾的淋失，不应忽视土壤提供该元素的有效利用。

干旱区土壤通常能多年供给足量的钾，尽管在灌溉条件下，但是连续作物带走可以用完这些土壤中的钾。而且深根植物如棉花可以依靠心土层中所含大量的钾，不过为增加该元素的有效性而加深耕层是困难的。

钾素的收入与支出 图 12.19 说明了钾的保存问题。一般来说，作物带走的钾超过其它必需元素，氮可以除外，每年损失钾从植物带走可高达 100kg／ha 或更高，如旱部分作物是豆科作物，隔一段时间割一次作伺料，所以如所预料，作物残落物和施用厩肥对保持土壤钾也很重要。例如 10T 平均动物厩肥供应大约 40kg 的钾，十分接近氮肥的供应量。

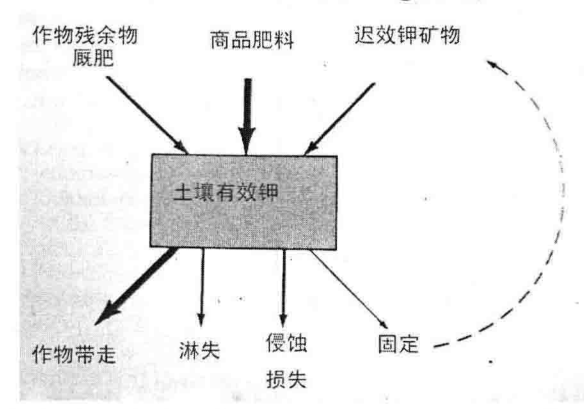


图 12.19 有效土壤钾在一般大田条件下的收入和支出，箭头的宽度代表代表变化近似的分级，在某一特殊情况下，钾的实际增加和消耗的数值可能和上述表示有很大的变化，和氮、磷的情况相似，为满足作物需要商品肥料是重要的。

每年通过淋溶和侵蚀损失有效钾的量大大超过氮和磷的损失量。但钾通过淋溶一般损失不大于或相当于有效钙、镁的损失，相反全钾通过侵蚀的损失一般超过任何其它的重要营养元素，象土壤矿物的损失是确实严重的。

增施钾肥 在过去施用钾肥只是补充秸秆还田和迟效钾(活性钾) 释放，而现在肥源仍然是很重要的，肥料的利用增加提供大量的钾，以满足作物产量的要求，这是对的，特别是经济作物区和砂土占优势的地区。甚至是在一些细质土壤矿物态钾的释放太慢而不能维持高产也是如此。所以如果要增加产量或保持高产，就需要增加商品钾肥的利用。

12.23 结论

磷对植物根系的有效性有两个限制，一是土壤中总磷水平低，和这一水平中有效态形态存在的比例小，另外当土壤中施用水溶性磷肥后，它们就会很快被固定成非水溶态，那时就会变得对高等植物无效，在酸性土壤中，磷的固定作用主要是铁、铝和锰，在碱性土壤中是钙和镁。这一固定作用大大地降低了磷肥的有效性，因此施用磷肥可采用每次少施，但是被固定的磷可以在以后被植物在缺磷时作为贮备利用吸收。

钾一般在土壤中含量丰富，但它的存在形态大部分对植物吸收是相对无效的，而且这一元素许多土壤含有大量非交换态迟效钾，经过一段时间这些迟效钾可以释放成交换钾和水溶钾，从而被植物快速吸收，这一元素的贮备也是重要的，因为作物需要钾量高，可以 3 倍于磷和相当于氮。

思考题:

12.1. 比较土壤磷素和氮关于总含量在土壤中，有机和无机形式之间的分布和微生物的作用，在确定其有效性. （答案：略）。

12.2.土壤同样数额的一种可溶性磷肥，以施入土壤，(a) 新成土，沙质表层土壤及 (b) 老成土粘质表层土壤. 作物玉米种植每个土壤. 在这种情况下你会希望哪种土壤施用更多的磷用于作物丰收？解释. [答案：两种土壤的 P 强度因素(土壤溶液中的 P) 和容量因素(与土壤溶液平衡中固体活性磷 P) 间的关系。土壤 A 可以是固定磷化合物较少的砂土；土壤 B 质地重，有较多的 Fe、Al、Mn、Mg 和 Ca 固定的磷，这些磷为非活性态。(a) 如果是一样土壤溶液供 P 水平(强度) 则土壤 B 中存在的磷一定要高于土壤 A。(b) 但如果给出一定的P从土壤向作物移动量($\triangle Q$),k 则土壤强度 A($\triangle I_a$) 降低的速度则快于土壤 B($\triangle I_b$), 说明土壤 B 的缓冲性大于土壤 A。]

12.3. 假设你混用一些切碎麦秸与土壤摆在一个温室盆栽. 西红柿被移植盆内很快显示缺磷，而实际上并非如此，在另一个盆栽 而没有麦秸施用就不缺磷. 你是如何考虑，你认为这些缺磷是由小麦秸秆造成的？ (答案：略）。

12.4 . 检查土壤缅因州生长 15 年土豆，较高的磷含量表层土，附近生荒土壤磷少，就没有了作物生长. 什么是合乎逻辑的解释呢？(答案：老化的影响 随着时间的变化.....)

12.5. 比较固定元素氮 (N_2)、NH_4^+铵离子、$H_2PO_4^-$ 和 K^+钾离子指出各自优点和缺点 ？ (答案：略）。

12.6.你预期或多或少磷予以固定由一个氧化土相比一个变性土？ 解释. (答案：略）。

12.7. 什么结局，添加化肥的 $H_sPO_4^-$ 向旱成土？ [答案：上述这种转化成难溶性钙的磷酸盐也可发现在施用石灰较多的美国东部地区土壤(灰土、老成土和淋溶土)，在东部地区由于普遍存在过多的碳酸钙，这个问题更为严重。所以干旱地区的碱性土(如旱成土) 和强酸性(如灰土和老成土) 土壤磷肥的施用问题是一样严重。

当旱成土添加 H_2SO_4 ，情况就会好转，在 PH 低的条件下，磷酸盐可溶，旱成土又没铝、锰的固定，因此对作物有效性增大。

12.8 . 命运是什么重施含钾肥料添加到粘壤土 (高量蛭石) 其中紫花苜蓿，饲用作

物，正在种植？［答案：迟效钾 当蛭石、蒙脱石和其它 2：1 型矿物存在，土壤溶液中(或施入肥料) 钾离子还有铵离子就会被吸附，还会在一定程度上被土壤胶体“固定(图12.16)”，钾和铵离子的大小正好和膨胀矿物晶层间的穴相等，因此成为晶体的组成部分。这些离子不能被常规交换方法所替代，归为非交换性钾，象这种钾并非长时间对高等植物有速效，但这种非交换钾和更速效钾处于平衡状态，而且起着重要迟效养分库的作用，整个的钾平衡可以表示如下：

慢　　　　　　　快速

非交换 K　　←→　　交换 K　　←→　　土壤溶液 K

这一平衡对实践农业的重要意义不能忽略，特别对施入钾肥的保存更有特殊价值，并且意味着这些贮存的钾可以进一步对植物利用释放。]

12.9．什么是指强度因素和容量因素?，有什么关系供应钾对植物根系？答案:［(1)强度因素和容量因素

和磷的情况一样，向植物根系供钾的土壤强度需要去描述和测定。土壤中存在的这两种元素的化合物之间有明显的不同，它们的比率决定了对植物的有效性,但是强度和容量概念的描述在 12.13 节中是反应了磷供应，现在我们也可用来描述和测定钾的供应强度。

钾的强度因素是土壤溶液中钾对植物根随时有效性的度量，由于植物根系吸收钾受土壤溶液中其它离子活度的影响，部分为钙和镁，利用权威的比率式如下：

$[K]/\{[Ca^{2+}]+[Mg^{2+}]\}^{0.5}$

如果说是钾的强度，不如说它标明了强度因素。

容量因素是作物产量形成期间，土壤保持溶液中钾水平能力的度量。这一能力大部分来自交换钾，虽然一些非交换钾在作物生长季释放了足量的钾提供了作物需要的显著的一部分，但是需要记住的主要点是容量因素标明的是提供完成土壤溶液钾水平(强度) 的钾来源能力。]

12.10．哪些可能有更高的缓冲能力关于钾供应、沙土上或者粘壤土壤？解释。［答案：　土壤缓冲能力的概念，标明土壤溶液钾水平(强度) 随活性钾量(该元素的容量) 是如何变化的。说明土壤提供钾的能力的差异是有用的，其原因则同 12.13 节磷所讲的一样，粘质地土壤有较高容量的缓冲量，而砂质土壤的缓冲量较低。］。

12.11．三十年前总额磷素化肥，在美国超过了供钾．相反今天 ．怎么交代呢？(答案：略)。

12.12．在春天某土壤呈现如下土壤测试：土壤溶液钾=20kg/h 耕层 ；交换性钾=200kg/H 耕层．两季苜蓿种植后，第二次测验显示：土壤溶液=15kg／H 耕层和交换性钾= 150kg/H 耕层．苜蓿带走为 250kgK／H 耕层．解释为什么没有大量的减少土壤溶液和交换性 K 水平?(答案：土壤矿物释放 K)

第十三章微量元素

在十七种已知植物生长所需的元素中，有八种需要量很小，称为微量营养元素或微量元素，这就是铁、锰、锌、铜、硼、钼、钴和氯。

另外一些元素如硅、镍和钠似乎对一些品种植物生长有利，还有其它如铬、锡、碘和氟已证明是动物所必需的。但是明显植物不需要，随着先进技术实验的发展，将会有更纯的盐是有效的，这些或其它一些元素可能被列入必需营养元素的名单中。

有若干原因造成微量元素已受到普遍关注：

改良了作物品种和大量肥料的施用大大提高了作物产量，因之带走了大量的微量元素。

高成分肥料的使用倾向，减少了过去的含有微量元素未提纯盐肥料的利用。

提高了植物营养的意识，帮助诊断微量元素的不足，过去可能没有在意。

13.1 微量元素的缺乏与毒性

所有的微量元素需要量都非常小(见图 13.1)，事实上当土壤中大量存在时它们是有害的。植物不能忍受，动物食用了植物也不能忍受。因此这些元素的浓度范围对最佳植物生长问题是不太大的。以钼为例，如果施用量小到 35—70g／ha(0.5-1.0 盎司／英亩) 是有益的，如果施用量 3—4kg／ha 的有效钼，对大多数作物有不利影响。更重要的是这样高的含量的钼浓度，在植物组织中，动物食用这些植物也会受到毒害。即使是自然土壤的钼水平，该元素在植物体内会产生毒害。

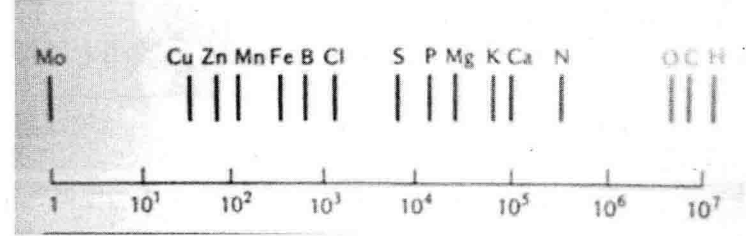


图 13.1 苜蓿花期各必需元素原子的相应含量，用对数值表示。注意每有 1 个钼原子，就有 1 千万个氢原子。即使这样，没有钼植物将不能正常生长，植物体中钴含量比钼要少得多。[引自 Viets(1955)]

虽然其它微量元素需要量大一些和植物可以忍受量大一些，控制施肥量是需要的，一些微量元素的不利和毒害说明于图 13.2。

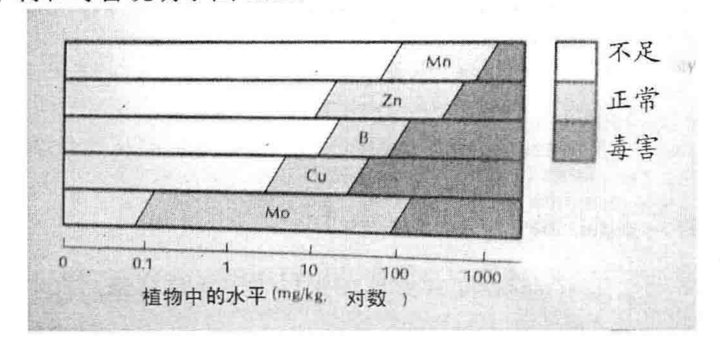


图 13.2 植物体内五种微量元素，不足、正常和毒害水平，注意对数值的范围看出锰的最高范围是钼的最低范围值的 1000 倍。[引自 Alluway(1968)]

13.2 微量元素的作用

不同的微量元素在植物和微生物的生长过程中的专门作用被认为是不同的，其中有一个是共同的就是在酶系统中的作用(表 13.1)。例如铜、铁和钼在酶系统中都能起到“电子转移” 的作用，它能带来植物体内的氧化还原反应，很明显，这些反应是植物发育和繁殖必需的，这就需要这些微量元素，锌和锰在植物新陈代谢重要作用中所需的酶系统中起作用。

钼和锰是微生物和植物一些氮转化所必需的，钼是固氮酶的成分，是固氮作用过程所必需的，包括共生固氮和非共生固氮，它还在硝酸还原酶中存在，这一土壤和植物体内养分还原典型作用。

表 13.1 若干微量元素在高等植物中的功能

微量元素	在高等植物中的功能
锌	存在若干脱氢酶、蛋白酶、缩氨酸酶中，形成生长素和淀粉，促进籽粒成塾和提高产量。
铁	存在于若干过氧化酶、过氧化氢酶和细胞色素氧化酶中，氧化—还原反应(如 NO^-_3 和 SO^{2-}_4 还原,N 的固定) 共用的铁酶中也有发现，叶绿素的形成有重要作用。
铜	存在于虫漆酶和其它氧化酶中，在光合作用中很重要，在蛋白质和碳水化合物的代谢和固氮作用中很重要。
锰	活化脱羧基酶、脱氢酶和氧化酶，在光合作用、氮代谢和氮的同化中有重要作用。
硼	活化一些脱氢酶，促进糖的转移和核酸与植物激素的合成，是细胞分裂和发育所必需的。
钼	存在于固氮酶(固氮作用) 和硝酸还原酶中，固氮作用和氮同化作用中所必需。
钴	固氮所必需，在维生素 B_{12} 中存在。

锌的位作用在于蛋白质合成，一些生长素的形成，和一些植物的再生过程。铜涉及光合作用和呼吸作用，并同时利用铁，铜还能促进各种植物细胞壁的木质化。硼不足会降低吸水率，根生长，植物体糖转移。铁涉及叶绿素形成和退化，叶绿体内所含蛋白质的合成。锰看起来是光合作用、呼吸作用和氮代谢所必需的。

氯的作用一直有些不太清楚，但已知它影响光合合成，和根系生长如果缺少氯会受限。钴是共生固氮所必需的,另外豆科和其它植物含有钴不单是用来固氮作用，非固氮作用所用的钴比固氮作用用的钴少。很明显微量元素在植物代谢中起着复杂的作用。

13.3 微量营养元素的来源

微量营养元素的不足一般反映了母岩或运积母质中含有这些元素少，同样毒害量一般反映成土母岩和矿物中含量特别大。

表 13.2 八种微量营养元素的主要自然来源和它们的含量，在典型的湿润地区表土

元素	主要自然形态	土壤分析	
		范围 mg / kg	典型表土 mg / kg
铁	氧化物、硫酸盐、硅酸盐	10000—100000	25000
锰	氧化物、碳酸盐、硅酸盐	20—4000	1000
锌	硫化物、碳酸盐、硅酸盐	10—300	50
铜	硫化物、羟基碳酸盐、氧化物	2—100	20
硼	硼硅酸盐、硼酸盐	2—100	10
钼	硫化物、氧化物、钼酸盐	0.2—5	2
氯	氯化物	7—50	10
钴	硅酸盐	1—40	8

无机形态 八种微量营养元素不同地区来源有很大的不同，大范围这些元素在土壤中的含量对典型土壤见表 13.2。所有微量营养元素发现在同一火成岩有不同的含量，它们中的两种，铁和锰在一些原生硅酸盐结构中占有优势的位置，其它如钴和锌如果对硅酸盐矿物包括粘粒的主要成分进行少量代换时，也可以占有结构位置。

随着矿物的分解和土壤形成的发生，矿物态的微量营养元素伴随大量元素一块形成。氧化物,在一些情况下还有硫化物的铁、锰和锌可以形成(表 13.2)。次生硅酸盐，包括粘土矿物可以认为含有大量的铁和锰与少量的锌和钴。微量营养元素阳离子随风化的发生而释放，被胶体吸附如钙离子和氢离子。

阴离子如硼酸盐、钼酸盐可以在土壤中进行吸附或反应。 类似磷酸盐离子、氯化物由于属极易溶类型，通过雨水加入土壤被认为每年是大量的。通过肥料中的附加成分以及其它方式防止田间条件下缺氯只要适当就行了。

有机形态 有机物质是一些微量元的重要第二来源，看来它们是由有机胶体保持的复杂的结合体。铜被保持得特别牢固。在未耕作的土壤剖面中，表土中的微量元素浓度稍高一点，其中很多可能是有机部分，土壤有机质和铜、钼和锌含量的相关性值得注意，虽然这些保持的元素不总是速效的对植物，但它们通过分解后释放无疑是重要的肥力因素。

表 13.3. 土壤溶液中占优势的微量营养元素形态

微量营养元素	占优势的土壤溶液态
铁	Fe^{2+}、$Fe(OH)^{+}{}_{2}$、$Fe(OH)^{2+}$、Fe^{3+}
锰	Mn^{2+}
锌	Zn^{2+}、$Zn(OH)^{+}$
铜	Cu^{2}、$Cu(OH)^{+}$
钼	MoO_4^{2-}、$HMoO_4^{-}$
硼	H_3BO_3、$H_2BO_3^{-}$
钴	Co^{2+}
氯	Cl^{-}

第十三章微量元素

[资料引自 Lindsay(1972)]

土壤溶液态 土壤溶液中存在的主要形态见表 1.3. 专门形态的存在在很大程度上决定于 PH 和通气性, 注意阳离子存在厩可以以简单的阳离子形态, 也可以是金属阳离子的氢氧化物态。简单阳离子态是在强酸性条件下趋于优势, 较复杂一些的金属阳离子氢氧化物态是随 PH 增加而增加。

钼主要的以 $MoO^{2-}{}_4$ 存在, 这一阴离子态在低 PH 的反应类似那些磷酸盐离子。在高 PH 水平硼虽然也能以阴离子态存在, 但研究发现在土壤溶液和植物吸收的主要形态是解离成的硼酸(H_3BO_3) 态。

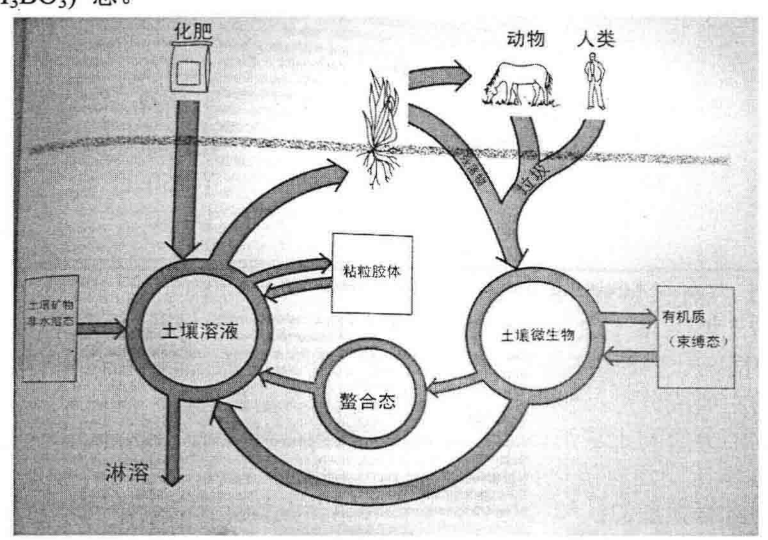


图 13。3 土壤微量营养元素循环图示该元素通过土壤到植物吸收循环的主要路线, 虽然, 所有的微量营养元素不一定都通过每一路线, 但它包括了主要的循环化合物, 保持不水溶态的螯合物的形成是这一循环的特色。

微量营养元素通过土壤一植物一动物系统的循环说明于图 13.3 中。注意该元供给土壤溶液, 进而供植物生长途径的变化, 该图注意了向有效态微量营养元素的转变。

13.4. 导致微量营养元素缺乏的条件

微量营养元素最易限制作物生长的条件是: (a) 酸性的强淋溶砂土; (b) 有机质土; (c) 高 PH 的土壤; (d) 强集约化种植, 只重施大量营养元素肥料的土壤。

强淋溶酸性砂土大部分微量营养元素含量最低的原因和大部分营养元素缺乏的原因相同。它们的母质对这些元素原始不足, 酸性淋溶又将原始存在的这些元素淋去了一小部分, 如钼的情况, 酸性土壤条件明显地影响钼的有效性。

有机土中微量营养元素的含量取决于这些元素淋洗至形成该土沉积物的沼泽区的多少, 在大多数情况下, 这些微量营养元素移动速度太慢, 以至不能形成像周围矿质土壤那样高的微量营养元素的沉积物。集约化种植的有机质土和它们束缚一些元素的能力, 特别是钼, 加重了微量营养元素的缺乏, 当大量收获作物, 特别是蔬菜太量地从地里带走了, 微量营养元素和大量元素最后要以肥料的形式来提供, 这样就能保证作物良好的收成。重施大量元素的矿质土壤集约化种植, 也能加快微量营养元素的短缺, 特别是当土壤质地粗时。

土壤 PH 值, 特别是通气良好的土壤, 能决定性的影响除氯以外的微量元素的有效性,

在强酸性条件下，钼能转变成无效。 在高 PH 值所有的微量元素阳离子都受影响而无效，过量的施用石灰，和天然的高 PH 值无效的有铁、锰、锌、铜还有硼，该条件自然存在于许多干旱区的钙质土。

13.5 微量营养元素阳离子有效性的影响

五种微量营养元素阳离子(铁、锰、锌、铜和钴) 各自以特有的途经受土壤环境的影响，但是某些土壤因素对这五种阳离子的有效性有一般同样的影响。

土壤 PH

在酸性条件下，微量营养元素都易溶解和有效，在极酸性土壤中，相对离子铁、锰、锌和铜是丰富的(图 13.4)。事实上在酸性条件下，这些元素的某一种或更多常常充足多到对一般植物会造成毒害，正如第八章指出的，施用石灰重要的原因之一对酸性土壤是减小这些微量营养元素的浓度。

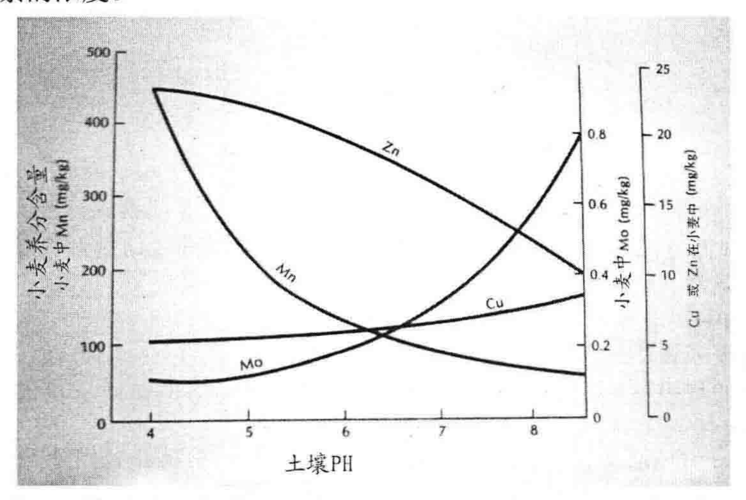


图 13.4 土壤 PH 值对小麦作物中锰、锌、铜和钼浓度的影响。土壤来世界不同国家，钼的水平极低，但随着 PH 增加而增加，锰和锌随 PH 上升而减少，PH 值对铜的影响较小。[引自 Sillanpaa(1982)]

随着 PH 增加，微量营养元素阳离子形态首先变成该元素的羟基离子形，最后变成不溶的氢氧化物或氧化物形，下面举例用铁离子就属这种类型：

OH^-		OH^-		
Fe^{3+}	→	$Fe(OH)^{2+}$	→	$Fe(OH)^{+}$
简单阳离子		羟基金属阳离子		氢氧化物
(水溶)		(水溶)		(水不溶)

所有微量营养元素阳离子的氢氧化物都是不溶的，其中一些比另一些更难溶。发生沉淀浸提液 PH 从一个元素到另一元素有变化，甚至同一元素在不同的氧化状态也不同，例如高价状态的铁和锰氢氧化物形态，比低价的对应物更难溶。在任何情况下，原则是相同的：在低 PH 值，微量营养元素的溶解度是最大值，并随 PH 的上升溶解度和对植物的有效降低，理想地保持中间土壤 PH，大概略小于 7 是显而易见的。

锌的有效性降低强烈地受含镁石灰石的影响，这种情况发生在土壤中或植物中两种阳离子间的相互作用。

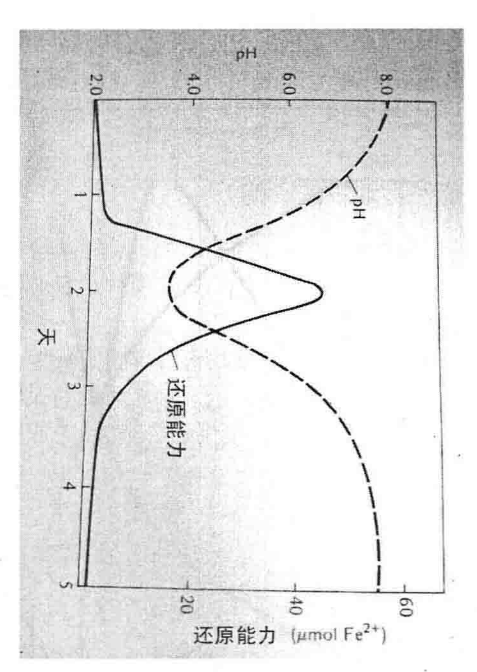


图 13.5 向日葵—品种对铁不足的适应，当植物自已拥有的铁缺乏变得紧张起，植物就渗透分泌物，降低 pH，随时增大根系周围的还原能力，铁随之溶解和被植物吸收，坚张缓和并条件恢复正常。

氧化态和 PH

有三种微量元素阳离子在土壤中以多于 1 价的状态存在，它们是铁、锰和铜。低价状态的促成是由低氧供给和相应高湿度水平条件，如排水良好的矿质土壤的红色、棕色和黄色，相反它们是排水不良，心底土层为灰色和兰色的典型。

从一价状态向其他价的转变，在多数情况下，是由微生物和有机质引起。在一些情况下，微生物可以从无机反应中直接获得能量，例如一些细菌和真菌可将氧化锰从二价锰形态 Mn^{3+} 变成四价锰形态(MnO_2)，在另一些地区，微生物形成的有机化合物可以对氧化还原作用负责，一般高 PH 值对氧化有利，酸性条件更能促进还原。

在 PH 一般土壤，铁、锰、铜的氧化态通常溶解度大大低于还原态，氢氧化物(或含水氧化物) 这些高价形态，甚至在 PH 低时就能沉淀，并极难溶，例如三价离子铁的氢氧化物沉淀在 PH3.0 至 4.0，而氢氧化亚铁 PH 达 6.0(或更高时还不沉淀。

土壤酸度和通气性，决定着微量营养元素的有效性有很大实际意义，微量营养元素阳离子在排水受限的泛潜滥土壤更有效些，比排水通气良好的土壤,一般表现较高的溶解性。强酸性土壤中排水不良常常提供毒害量的铁和锰，该毒性在排水通气转好时变小。

在土壤 PH 范围高的一端，排水和通气性好常具有相反的效应，氧化性较好的石灰性土壤有时缺乏有效铁、锌和锰，即使足够的总重这些微量元素还存在。这些元素在高 PH 形态下的氢氧化物，非常难溶以致提供的离子不能满足植物生长。相反在其它微量营养元素，在高土壤PH时，钼的有效性可以达到那样之高，那就是该水平下该营养在植物体内如果动物食用可以造成对动物的毒害。

不同植物品种对高 PH 土壤铁不足的威胁有明显的不同，这一明显不同的产生是植物瞬间溶解根系周围铁的能力不同。有效的品种能够快速溶解根系周围的铁以适应铁的紧张，和根系分泌物能够还原铁成更可溶态，其结果导致有效性的增加(图 13.5)。

其它的无机反应

微量营养元素阳离子和硅酸盐粘粒的相互作用的途径有两条：第一它们可以参与阳离子的交换反应，象钙和氢一样；第二它们可以较牢固地被束缚或固定在一些硅酸盐粘粒中，特别是 2：1 型，锌、锰、钴和铁离子是硅酸盐粘粒结晶构造中的元素，取决于条件，它们可以被释放出粘粒或被粘粒固定,其方法相似于钾的固定。这一固定对钴的情况，也有时对锌是严重的，因为土壤中它们的存在量是少量的(见表 13.2)。

施用大量的磷肥对一些微量营养元素的供给有不利的影响，对铁和锌的吸收由于存在过量的磷酸盐而降低，从这实践观点，磷酸盐肥料施用只要能良好生长即可。

石灰引起的失绿病(缺铁) 对果树，主要是由于重碳酸盐的存在而形成，重碳酸盐存在于灌溉水中，增加了一些土壤这些离子的水平，明显的失绿症是高 PH 土壤缺铁造成的，因为重碳酸钙离子通过某些途经干扰着铁的代谢。

有机化合作用

五种微量营养元素阳离子的每种可以被有机化合作用保持，微生物也同化这些阳离子，它们明显地为微生物的转化所需要，与这些微量元素结合的有机化合物变化很大，包括蛋白质、氨基酸和腐殖质成分，包括腐殖酸(见 10.7 节) 和柠檬酸和酒石酸。其中最为重要的是有机络合物，它是金属阳离子和一些有机基团结合而成。这些络合物可以防冶微量营养元素发生一些有害反应，象似磷酸盐和铁的沉淀反应，并反过来也是一样(见 12.12)。水溶性络合物能增加微量营养元素的有效性，而不溶者能降低有效性。这些络合物称螯合物，将在下节讨论。

13.6 螯合物

螯合物一词来自词意为“螯” 的希腊词，它适于和含有金属阳离子的化合物络合，或捆绑被有机分子和阴离子，这些有机分子通过植物根系合成，并对周围土壤释放，可以存在土壤腐殖质中或可以是能供给大量有效微量元素的合成化合物，络合的形态阳离子可以防止和无机土壤成分反应，这一反应能形成对植物吸收无效，铁、锌、铜和锰为螯合络合物的形态，如一个铁螯合物环结构如图 13.6。

图 13.6 乙二胺四乙酸亚铁(FeEDTA) 的一般铁螯合物结构式。铁被保护并仍能被植物利用。

和铁螯合的作用如图所示。没有螯合作用，无机铁盐如醋酸铁加入钙质土壤大部分铁很快和氢氧根起反应形成无效态。

Fe^{3+}+33OH^- ↔ FeOOH+H_2O

有效 无效

相反，加入螯合物态铁，如 FeEDTA(见表 13.4)，铁保持成螯合态，它对植物吸收是有效的。

FeEDTA+3OH ↔ FeOOH—$EDTA^{3+}$ +H_2O

有效 无效

表 13.4 主要螯合物的名称、分子式和缩写

各称	分子式	缩写
乙二胺四乙酸	$C_{10}H_{16}C_8O_8N_2$	EDTA
二乙三胺五乙酸	$C_{!\$}H_{23}O_{10}N_3$	DTPA
环已二烯基双胺四乙酸	$C_{14}H_{22}O_8N_2$	ODTA
乙 二胺二邻羟基乙酸	$C_{18}H_{20}O_6N_2$	EDDHA
羟基替乙二胺四乙酸	$C_{10}H_{18}C_7N_2$	HEDTA
氮基三乙酸	$C_6H_9C_6N$	NTA
乙二醇二胺四乙酸	$C_{14}H_{24}O_{10}N_2$	EGTA
柠檬酸	$C_6H_8O_7$	CIT
草酸	$C_2H_2O_4$	OX
焦磷酸	$H_4P_2O_7$	P_2O_7
三磷酸	$H_5P_3O_{10}$	P_3O_{10}

[引自 Norvell(1972)]

微量元素在螯合物中被植物吸收的机制还不清楚，有机螯合物不能被植物常规吸收，它们主要作用将螯合作用保持的金属阳离子施入接近根系表面，当阳离子自由时就能被植物吸收，一旦金属阳离子在植物旁边，其它有机螯合物(如柠檬酸盐)“携带” 这些阳离子去向植物不同部位。

螯合物的稳定性 一些主要的合成螯合物列于表 13.4 中，它们的稳定性不同并适宜作为微量元素的来源，除非土壤 PH 极高，铁螯合物比铜和锌螯合物稳定，铜和锌螯合物又比锰螯合物稳定。因为在这个例子中铁络合物吸持得很强比起其他微量元素来，所以如果锌络合物加入土壤和大量的有效性铁就会发生反应：

Zn 螯合物+Fe^{2+} ↔ Fe 螯合物+Zn^{2+}

由于铁螯合物稳定于锌螯合物，反应向右进行，并释放锌离子，这是在和土壤反应的情形，它很明显要想最后占优势，施入的金属离子螯合物必需是稳定的。

不能由此得出，只有铁的螯合物才是有效的。其它微量营养元素包括锌、锰和铜作为养分的提供也是成功的(图 13.7)。很明显加入其它微量元素在土壤中被铁代替的慢得足以够植物吸收。而且由于叶面喷施和带状施肥常用于锌和锰的施肥，因此在土壤中铁和其它营养元素起反应的可能性就会降低或避免。

在美国合成螯合物的利用是不考虑成本的，它们事实上是很贵重的，它们主要是用在满足柑桔和其它果树的微量营养元素的不足，虽然螯合物不能取代较传统施用微量营养元素的方法，但它们在一些特殊情况下的使用是可以的，农业和化学研究将可能继续增加微

量营养元素螯合物的应用。

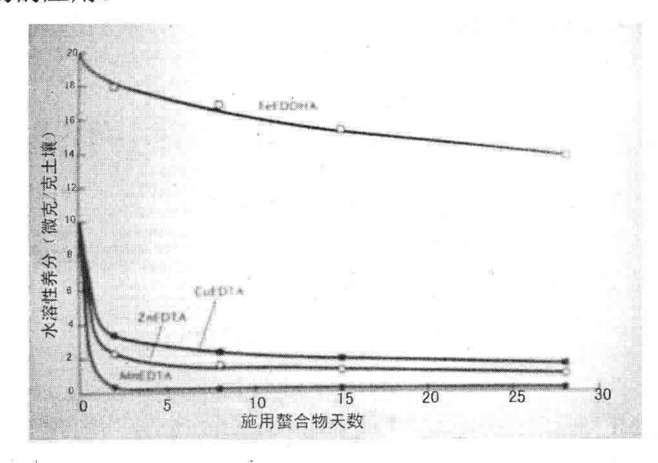


图 13.7 在 4 种 PH 大于 8 的钙质土壤施用 4 种螯合微量营养元素水溶性平均降低，铁螯合物在土壤最为稳定，锰最小，因为植物需要量小，甚至铜和锌螯合物对植物吸收提供的营养好像也是足够的。[引自 Ryan 和 Harig(1983)]

螯合物稳定性的变化取决于所用的螯合剂，根据Norvell(1972) 的计算，对4种微量营养元素的螯合剂稳定性顺序如下：

Fe：EDDHA>DTPA，CDTA〉EDTA〉EGTA＝HEDA＞NTA

Cu：DTPA＞HETA＝CDTA＞EDTA＝EDDHA＞EGTA＝NTA

Zn：DPTA＞CDTA＝HEDTA＝EDTA＞NTA＞EGTA

Mn：DPTA＝CDTA＞EDTA＝EGTA＝HEDTA＞NTA。

13.7 影响微量营养元素阴离子有效性的因素

与植物需要微量阳离子不一样，阴离子似乎共同性较少。氯、钼和硼在化学上是不完全相同的，它们在土壤中的反应可以估计也很少相似。

氯

氯被植物的吸收量之大大于除铁以外的任何微量营养元素，大部分氯在土壤中是以氯离子的形态出现的，在湿润区土壤氯离子非常容易被淋溶，在干旱半干旱区排水不良的盐土，高浓度可以达到盐毒害点的量。在大多数排水良好的地区，干旱区土壤表层氯的含量也不会高。

除了氯的毒害量发现在盐土中之外，降低氯的有效性和该元素的利用条件是不相同的，，大气中来的氯伴随一些肥料盐，如氯化钾足以满足作物需要。但是值得注意和提醒的是，为减少一些病害如冬小麦“全枯病” 需要增加一些氯。

硼

的有效性反映了土壤的 PH，这一元素在大多数酸性土壤是易效的，事实上硼在酸性砂质土壤是容易淋溶的，当施用石灰PH上升硼的有效性降低，当低到PH7和PH9之间，该元素随PH增加明显发生固定或束缚被土壤胶体，在一些情况下施用石灰能造成硼的不足，注意该机制和在酸性土中磷的固定不同，磷的固定是在强酸性土壤中。

硼还可以被腐殖质吸附，被腐殖质所束缚的无机胶体束缚得更加牢固。当然在许多土

壤有机质是硼的贮库。

硼的有效性会受到长期干旱的损害，特别是周期性的最适湿度条件，硼的不足常见钙质旱成土和 PH 高至碱性土。

土壤中水溶硼大部分是以硼酸(H_3BO_3) 的形态出现，第二种水溶态($H_2BO^-_3$) 存量较少，它的活度由酸性至中性和碱性增加。

钼

土壤 PH 是影响钼的有效性和植物对钼吸收最重要的因素，下面方程式可以看出钼在土壤 PH 低到高的形态

$$\underset{-H^+}{\overset{-OH}{H_2MoO_4}} \quad \leftrightarrow \quad \underset{-H^+}{\overset{-OH}{HMoO_4^- + H_2O}} \quad \leftrightarrow \quad Mo^{2-}_4 + H_2O$$

在低 PH 值下，相对无效的 H_2MoO_4 和 $HMoO_4^-$ 态是普遍的，在 PH5 或 6 更速效的 Mo^{2-}_4 离子占优势，MoO^{2-}_4 离子受到氧化铁和氧化铝吸附，这正如磷酸盐，钙的钼酸盐比磷酸盐更易溶。

酸性土壤，施用石灰通常能增加钼的有效性(图 13.4)，其效果一些研究认为是相当惊人的，特别是澳大利亚，新西兰研究认为，给酸性土壤施用石灰的主要原因是提供钼。而且在一些例子里，把一盎司左右的钼施入酸性土壤中使豆科作物获得增产与施用若干吨石灰约略相同。

植物对磷酸盐的利用看来有利于对钼的利用，反之亦然。正是这一原因，钼盐和磷酸盐一块施入缺钼的土壤中，这一实践明显地促进吸收这两个元素，而且由于钼施用量极少这也是便于施用方法的需要。

另一个普通的阴离子是硫酸盐离子,，看起来它对植物吸收钼有相反的影响，硫酸盐减少钼的吸收，虽然这种桔抗作用的专门机制目前还不清楚。

13.8 养分平衡的必要性

微量营养元素和大量元素一样营养平衡是必需的，但保持平衡是非常困难的。一些决定微量营养元素的植物酶系统需要不足是一种元素，例如锰和钼都是植物同化硝酸盐所需要的，磷和钼结合

施用的有关作用也谈到过，很明显一些植物需要锌和磷的目的为了最佳利用锰，硼和钙的利用也依赖于两种养分间的适当平衡，在生产优质土豆中，钾和钼之间，钾和铁之间也存在类似的关系。铜的利用需要足够锰的支持，一些植物同化锰需要足够量的锌存在。当然这些和另一些营养元素的效应还将取决于特定植物的生长，但是从引证的例子可以看出情况的复杂性。

桔抗作用 一些酶和生物化学反应需要的微量营养元素可被另一种微量元素毒害的量存在而受到抑制。例子包括如下：

过量的铜和硫对钼的利用有不利影响。

过量的锌、锰、铜和钼能促进铁。

过量的磷能够促进锌、铁和铜的缺乏，但能增加对钼的吸收。

重施氮肥能促进铜、锌的缺乏。

过量的钠和钾不利于锰的吸收。

过量施用石灰能减弱硼的吸收。

过量的铁、铜、或锌能减弱锰的吸收。

一些这样的桔抗作用可以用来有效地减弱某些微量元素的毒害作用，例如喷洒杀菌剂残留的铜对柑桔造成的毒害可以通过增施铁和磷肥料降低。当钙质土壤中可溶性钼的量达到毒害，硫施入此土壤可以降低钼的有效性-,从而降低钼的毒害作用。

这些养分相互作用的利子，有利的和有害的二者都强调了对包括微量营养元素的生物转化特征的高度复杂性。不利养分平衡需要专门微量营养元素处理的总面积随着土壤的更集约在种植上正在增长。

13.9 土壤管理和微量元素的需要

虽然每种微量营养元素是相当专一，但作为一般的相对的管理措施是存在的。

调查植物不正常的情况，务必留心发生微量营养元素不足和毒害类似条件，砂土、腐殖质土土壤 PH 值过高和过低都要打个问号，集约化种植区和重施大量元素区都有缺乏微量养元素。

土壤酸度的变化

在极酸性土壤，务必提防铁、锰的毒害和磷、钼的不足。这可以用石灰和增施适当的肥料来调整，钙质土壤可能有铁、锰、锌和铜的不足，在很少情况下可能达到钼的毒害量。

不能提出关于对所有微量营养元素都适宜的土壤 PH 值专门报告，但是中质地土壤当土壤 PH 值保持在 6 和 7 时，一般都能提供大量的微量营养元素。在砂土可以控制较酸的反应，因为微量营养元素总含量低，虽然土壤在 PH6 也可能发生一些阳离子的缺乏。

土壤湿度

排水和湿度控制可以影响土壤中微量营养元素的有效性。改良酸性土壤的排水条件可以促进铁、锰形成氧化态，水溶性减小。在酸性条件下，比还原态毒性弱。在高 PH 条件下，控制湿度可有相反效应，通过灌溉保持高湿度水平可以造成高价极不溶氧化物的还原，淹水地将有利于还原态，它对植物生长更有效，排水不良能增加钼的有效性，在某些土壤，可以达到钼元素毒害生长水平点。

肥料施用 施用商品肥料是解决微量营养元素不足(和一些毒害) 最普通管理措施，每种微量营养元素肥料例子见表 13.5。这些肥料大部分普遍施入土壤，虽然近年来叶面喷洒和种子处理常采用。在高土壤 PH 和其它因素造成土壤施用养分无效的地方，叶面喷施稀释的无机盐和友机络合物效果比土壤处理更有效。种子处理小剂量的钼(20—40g / ha)对钼不足的酸性土壤已获得了满意的结果。

微量营养元素既可作为单独肥料施入土壤也可和大量元素肥料结合施用，遗憾的是水溶性铜、铁、锰和锌可因混合而减少，但硼和铜仍能保持易溶态。液体大量营养元素肥料含有多磷酸盐的(见 16.3 节) 能促使形成络合物，这个络合物能防止微量营养元素发生有害的化学反应。

随着集约化种植的加强，微量营养元素的经济效果将变得更加前景广阔。例如在中至碱性土壤地区，水果、蔬菜和大田施用锌和铁的效果很显著。甚至在酸性土壤这些元素的缺乏也已出现，钼常习惯用于饲料作物和菜花等其它蔬菜，近年来在大豆生产区也得到重视特别是酸性土壤区。种子处理 18g 钼 / 公顷产生良好效果。这些例子和微量营养元素使用多年的腐殖质土、砂土区的例子一起证明为获得最佳产量需要使用这些元素。作物对微量营养元素需要上的显著差异，使施肥成为轮作中的一个问题，在一般的作物农场，蔬菜有时和谷物及饲料轮作，如果硼肥对蔬菜作物充足，如红甜菜或苜蓿，谷物生长在轮作周期中就可能出现毒害危害。这一事实强调在确定作物营养需求时需要准确，满足这

些需求要细心(表 13. 6)。

表 13.5 几钟经常使用的微量营养元素肥料

微量元素	常用肥料		养分含量%
硼	硼砂	$Na_2B_4O_7.10H_2O$	11
	五硼钠盐	$Na_2B_{10}O_{16}.H_2O$	18
铜	硫酸铜	$CuSO_4.5H_2O$	25
铁	硫酸亚铁	$FeSO_4.7H_2O$	19
	铁络合物	NaFeEDDTA	6
锰	硫酸锰	$MnSO_4.3H_2O$	26—28
	氧化锰	Mno	41—68
钼	钼酸钠	$Na_2MoO_4.2H_2O$	39
	钼酸铵	$(NH_4)_6Mo_7O_{24}.4H_2O$	54
锌	硫酸锌	$ZnSO_4.H_2O$	35
	氧化锌	ZnO	78
	锌络合物	NaZnEDTA	14

[引自 Murphy 和 Walsh(1972)]

表 13.6 缺乏微量元素面积、建议缺素区施用量范围和一些对微量元素要求较多的作物

微量元素	美国缺素面积.10^6ha	建议一般施用量范围(kg / ha)	需要量高的作物
铁	1.5	0.5—10	兰酱果、蔓越桔、杜鹃、桃葡萄、坚果
锰	5.26	5—30	枣、蚕豆、大豆、洋葱、土豆、柑桔
锌	2.63	0.5—20	柑桔和水果、大豆、玉米、蚕豆
铜	0.24	1—20	柑桔和水果、洋葱、谷子
硼	4.05	0.5—5	苜蓿、三叶草、糖甜菜、菜花、芹菜、苹果和其它水果
钼	0.61	0.05—1	苜蓿、草木樨、菜花、硬花球花椰菜、芹

[引自 Burgess(1966)]

微量营养元素的有效性

微量营养元素的主要来源和一般反映使之对高等植物和微生物的有效性概述于图 13. 8 中。原生和次生矿物是这些元素的主要来源，但是有机形态，(随着它们在土壤中的分解) 也是重要来源。微量营养元素被高等植物和微生物利用以支持其生命过程，微量营养元素在收获中的移去减少了水溶性离子的量，如果不能用化学肥料恢复，将会产生养

分缺乏。这些肥料虽然主要是大量元素提供，但增加微量营养元素也很重要。

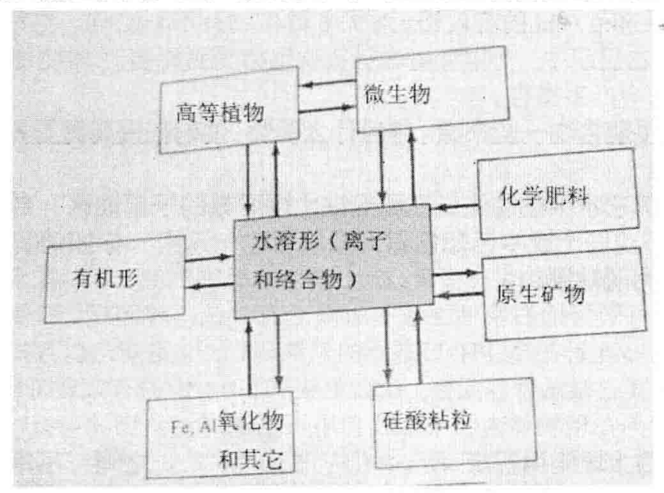


图 13.8 土壤水溶性微量营养元素和植物与微生物的利用图解。

世界性的管理问题

微量营养元素的缺乏问题在美国和欧洲大部分作物生产区都不能进行诊断，在一些发展中国家、热带部分地区，这一缺乏的程度还了解得甚少，有限的研究造成那里可能大面积缺乏一种或其它更多种元素的缺乏，对经济发达国家的管理原则要建立在帮助解决问题的基础上。

13.10 结论

微量元素的增加对世界农业是重要的，因为作物带走这种必需微量营养元素在增加，土壤和植物组织实验证明，这些元素能够限制大面积的作物产量，未来对它们的注意力在增加。

在大多数情况下，在土壤管理上避免极端的土壤PH值，最大的植物残落物返还能将微量元素的缺乏和毒害危险限制到最小，但应加强注意的是，微量元素问题的壮况只能通过施用微肥来解决，对大田和家庭菜园这些普通化肥物质在未来的施用将会变得更加需要。

思考题：

13.1. 因为 175-200kg/ha 氮可能满足需要，生产“丰收“的玉米，只有 30g /ha 钼，假定氮是不可缺少的植物生长较钼．这个假设是否正确？解释．[答案：不正确．苜蓿花期各必需元素原子的相应含量，用对数值表示。注意每有 1 个钼原子，就有 1 千万个氢原子。即使这样，没有钼植物将不能正常生长，植物体中钴含量比钼要少得多。]

13.2. 哪个微量元素在固氮作用过程中扮演一个重要角色？[答案：钼和锰是微生物和植物一些氮转化所必需的，钼是固氮酶的成分，是固氮作用过程所必需的，包括共生固氮和非共生固氮，它还在硝酸还原酶中存在，这一土壤和植物体内养分还原典型作用。]

13.3. 因为微量养分的仅是少量为种植业需要的，现在增加包含这些营养素的很大数量的肥料和从而满足庄稼， 未来要求？解释[答案：不明智．因为：微量元素的缺乏与毒性

所有的微量元素需要量都非常小(见图 13.1)，事实上当土壤中大量存在时它们是有害的。植物不能忍受，动物食用了植物也不能忍受。因此这些元素的浓度范围对最佳植物生

长问题是不太大的。以钼为例，如果施用量小到35—70g／ha(0.5—1.0 盎司／英亩) 是有益的，如果施用量 3—4kg／ha 的有效钼，对大多数作物有不利影响。更重要的是这样高的含量的钼浓度，在植物组织中，动物食用这些植物也会受到毒害。即使是自然土壤的钼水平，该元素在植物体内会产生毒害。]

13.4. 什么是螯合物一些来源，并且什么重要，他们在提高微量养分有效性？在什么土壤条件下最适用？(答案：略)。

13.5. 桃和其它水果往往生长在高碱性土壤灌溉的干旱地区．共同面临的制约因素可说是缺铁，虽然这些土壤中已知含有大量总量这一元素．你如何解释这种情况，并 有哪些可行的方案，为消除制约？(答案：在土壤 PH 范围高的一端，排水和通气性好常具有相反的效应，氧化性较好的石灰性土壤有时缺乏有效铁、锌和锰，即使足够的总重这些微量元素还存在。这些元素在高 PH 形态下的氢氧化物，非常难溶以致提供的离子不能满足植物生长。相反在其它微量营养元素，在高土壤 PH 时，钼的有效性可以达到那样之高，那就是该水平下该营养在植物体内如果动物食用可以造成对动物的毒害。)

13.6. 一酸性土壤施用石灰，使 pH 值从 5.0 到 7.0 之间．不幸的是，营养缺乏症状似乎对大豆种植土壤，给出了一个人建议钼缺乏，你是否同意？如果不是，有什么其他可能的解释？［答案：强淋溶酸性砂土大部分微量营养元素含量最低的原因和大部分营养元素缺乏的原因相同。它们的母质对这些元素原始不足，酸性淋溶又将原始存在的这些元素淋去了一小部分，如钼的情况，酸性土壤条件明显地影响钼的有效性。虽然施用石灰，但对钼来说，仍然不够.]

13.7. 花椰菜生产在酸土产量下降。 农夫应用了大约包含其中一微量养分的肥料材料的 1 kg/ha 并且获得出产量增量。 是哪种微量养分很可能是？解释。(答案：强淋溶酸性砂土大部分微量营养元素含量最低的原因和大部分营养元素缺乏的原因相同。它们的母质对这些元素原始不足，酸性淋溶又将原始存在的这些元素淋去了一小部分，如钼的情况，酸性土壤条件明显地影响钼的有效性钼常习惯用于饲料作物和菜花，花椰菜等其它蔬菜)

13.8. 两个旱成土达到土壤均在 pH8.0 发育同样一般母质，但有一个不良排水，另一位则是排水良好，植物生长在排水良好的土壤显示缺铁症状；植物对环境较不良的地点不缺铁．为什么是?解释。 (答案：在土壤 PH 范围高的一端，排水和通气性好常县有相反的效应，氧化性较好的石灰性土壤有时缺乏有效铁、锌和锰，即使足够的总重这些微量元素还存在。这些元素在高 PH 形态下的氢氧化物，非常难溶以致提供的离子不能满足植物生长。相反在其它微量营养元素，在高土壤 PH 时，钼的有效性可以达到那样之高，那就是该水平下该营养在植物体内如果动物食用可以造成对动物的毒害。)

13.9. 在哪些三个矿质土壤纲,您很可能发现微量养分缺乏？在哪二个矿质土纲会您最少可能发现这样缺乏？(在所有的情况下假设可比较的母质)．给出原因为您的选择辩解了。(这个问题应该带出某些讨论)。(答案：略)。

13.10. 因为 充分硼必需对优良品质桌甜菜，一些公司购买唯一甜菜的生产，不幸地被施肥了以指定的相当数量这一元素。,燕麦庄稼跟随被施肥的甜菜与燕麦非常歉收,比较跟随不施肥的甜菜。给予可能的解释为这个情况。(答案：甜菜需硼.，燕麦造成中毒，因此歉收.)

第十四章土壤水分的损失和调节

土壤水分的合理利用和管理或许是在增加粮食供应计划中是最紧迫的因素。同时，工业和家庭对用水的需求也正急剧增加，与传统的农业用水发生了强烈的竞争。这种竞争力更加强调农业用水的利用系数。

土壤和植物在水分循环中的主要作用如图 14.1 所示。该图也表示了各种水分利用之间的相互关系。而且它指出需要把植物和地表的无论是呈汽态或液态水的损失减少到最低限度。

14.1 降雨和灌溉水的截留

土地上的降水和灌溉到土壤中的水一些运动方向(见图 14.1)，在生长植被的面积上,5—4%被植物叶子拦截(表 14..1)，然后由蒸发返回大气而不能到达土壤。在一些常绿林区有三分之一至一半降水被截留不能到达土壤。

表 14.1 美国不同地方若干作物和树种对雨水截留百分数
(注意森林树种和郁闭生长作物如苜蓿)

种类	地点	植物截留雨水百分数
苜蓿	密苏里卅(MO)	22
玉米	密苏里卅(MO)	7
大豆	新泽西卅(NI)	15
美国黄松	爱达荷州(ID)	22
道格拉氏冷杉	美国西部 WA	34
枫一山毛榉	纽约卅(NY)	43

水平地区的耕作土壤，大部分增加的水渗透进土壤，但是在起伏的山区，特别是土壤不松散，较严重的径流和侵蚀就会发生，因此就会减少水分进入土壤的比例，在极端的情况下，有四分之一的降雨以这种方式流失。

有时水分渗进土壤有一些就会向下渗漏，从根区排水而最后造成损失。在湿润区有50%以上的降雨由渗漏而流失，但是在低降雨量期间，一些向下渗漏的水分可以通过毛管上升最后再返回根区，并由此再变成对植物吸收有效，这种运动对深层土壤和半干旱、干旱气候条件下有实际的重要性。在沿河区河流的水可以进入地下水，这些水再进入到植物根区。

保持在土壤中的水分，有时称作土壤贮蓄水，在此它将受到两种主要的蒸汽损失，一些通过毛管上升并蒸发损失在土壤表面称作蒸发，一种被植物吸收通过根茎进入叶通过蒸腾一是通过叶面气孔的蒸发。大气中的水分通过降雨或灌溉水以后再返回土壤表面，然后再开始循环，图 14.1 描述了大田中增加给土壤的水分去向研究所获得的认识。

第十四章土壤水分的损失和调节

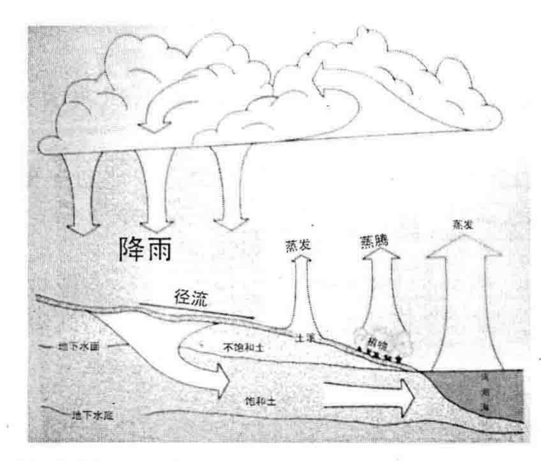


图 14.1 图解水循环在土壤、植物和大气中。只是水通过蒸发、蒸腾流失在叶子表面。土壤颗粒常常携带地面径流水和养分在进入渗漏水中。[引自食品和农业科学(1983)]

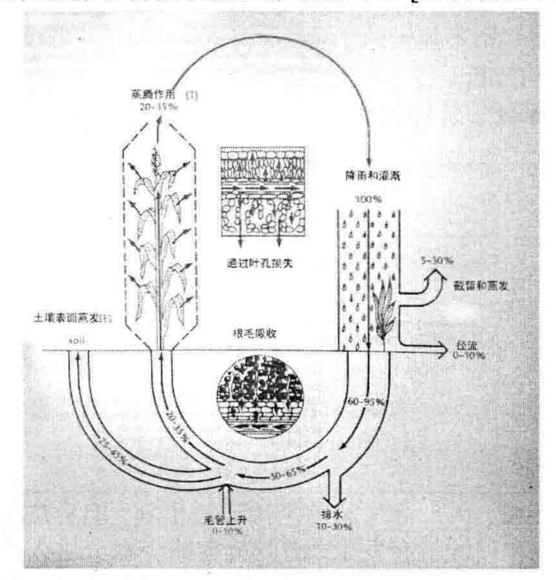


图 14.2 土壤—植物—大气连续系统。可以看出水分从土壤到大气的运动，然后再返回土壤。水分通过的连续状态是由于包括土壤水在内的一些自由能关系,这将在第五章讨论。注意在湿润和半湿润地区，只有降雨和灌溉的部分水分进行通过连续系统的运动。

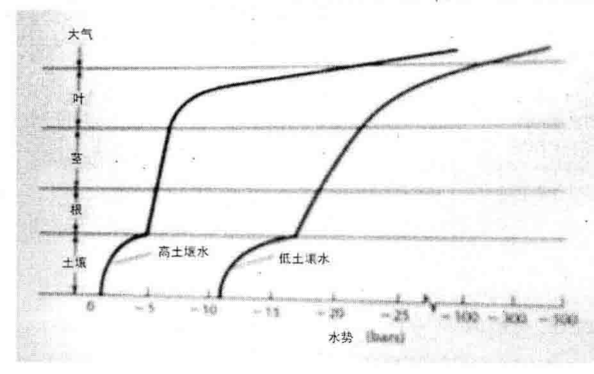


图 14.3 随着水势的变化水分从土壤经过根、茎和叶向大气运动。注意，水势差随着水分在系统中的运动在减小。[改写自 Hillel(1980)]

14.2 土壤—植物—大气连续系统

图 14.2 说明了科学家研究的土壤-植物-大气连续系统(SPAC)，它揭示了土壤、植物和大气中水分保持和运动中的一些基本原则，在第五章从水分自由能的水平可以看到主要决定水分状态的控制因素。可以说是土壤一植物和植物一大气的关系(见图 14.3)。随着水分通过土壤运向植物根系，进入植物根系，穿过细胞进入茎部，沿茎上升到叶，并从叶面蒸腾，其运动趋势决定于水分自由能水平差或水分势差。

如果植物根系从土壤中能吸收水分，土壤中的水势就高于植物根系的水势，同样，沿茎运向叶细胞，也是由于水势差引起(见图 14.3)。

两个阻力点 图 14.3 水势变化在水分运动通过 SPAC 遭到两个阻力点，根一土壤水间面和叶细胞一大气间面，这说明有两主要因素决定能否为植物很好地提供水分,(a) 土壤供给根水分吸收速率；(b) 水分从植物叶蒸腾的速率。影响土壤供水能力的因素已在第五章讨论，本章将着重讨论水分蒸汽损失以及影响这一损失的因素。

14.3 蒸发-蒸腾作用

14.2 看出，水汽从土壤的损失由于发生蒸发作用(E) 在土壤表面和在叶面的蒸腾作用(T)，联合的损失产生于两个过程，术语称蒸发蒸腾(ET) 作用。这些作物生长期水分从土壤中大部分移出的主要作用，例如在干旱区灌溉土壤的地方,ET 一般损失量为 75—100cm 在苜蓿的整个生长季，当然这是作物生长特别有意义的现象。

辐射能 太阳从土壤蒸发(E) 和叶面蒸腾(T) 每克水需要辐射的太阳能为 2260 焦(J)(540 卡) 的能。无云天气太阳辐射强，能促进蒸腾作用，有云天气太阳对土壤和植物的辐射减弱，蒸发势不大。

植物叶面遮荫降低土壤表面蒸发，遮荫度即叶面积系数极大地影响着辐射能达到土壤表面，进而影响发生的蒸发。因此刚种的行播作物叶面积系数低，它们接受的太阳能很少。湘反，多年生饲料作物如苜蓿和森林植物有很高的叶面积指数。它们有效地遮荫土壤，因而明显减少土壤表面蒸发。

大气水汽压 蒸发发生在当大气水汽压低于植物和土面水汽压时，在干旱气候(低的大气水汽压) 灌溉土壤蒸发量高，在较温暖的湿润地区蒸发量低。

温度 随着温度的上升，叶面和土壤表面的蒸气压增大，但是对大气蒸气压的影响很小，结果在炎热的天气，叶面和土壤表面与大气之间存在很大的压力差，因而蒸发过程迅速，植物特别是土壤在晴朗的日子比大气要温暖，温度的差异一定会加速蒸发作用。

风 干风不断地从潮湿的地面将水汽吹去，这样大风增强了土壤和植物蒸发，美国大平原的农民最害怕该区特有的热风。

土壤水分供给 蒸发蒸腾作用强的地方往往是植物生长的土壤含水量在最湿的水平或接近田间持水量，土壤含水量低蒸发蒸腾作用弱，这是因为低土壤水分水平植物吸收受限所致。

表 14.2 土壤湿度水平对蒸发蒸腾作用损失的影响
(表土含水量高的地方蒸发蒸腾作用大于保持在中等含水量水平的地方)

土壤水分状况**	蒸发蒸腾 cm	
	玉米	苜蓿
高	45	62
中	32	52

[引自 Kelly(1954)]
**高水分一当上层土壤 50%的有效水耗尽时灌溉。
中等水分一当上层土壤 85%有效水耗尽时灌溉。

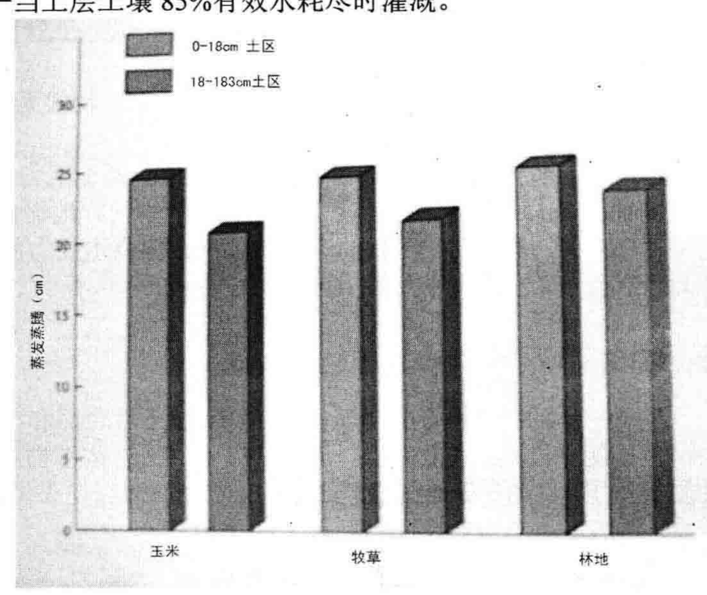


图 14.4(0—18cm) 表层蒸发蒸腾损失和(18—183cm) 蒸发蒸腾损失比较。注意 18cm 以上损失一半多，下部 165cm 深只损失一半，测定时期，玉米 5 月 23 日—9 月 25 日，牧草 4 月 15 日—8 月 23 日，林地 5 月 25 日—9 月 28 日。[引自 Preibebis 和 Amerman(1965)]

在多数情况下，犁垡能防止大量水分表面蒸发(E)，但是由于心土层体积大，它可以提供大量过多

的水分进行蒸发蒸腾作用,实际上这一在一年中干湿交替的情况在许多地区存在。心土层贮存的水分在湿润区较干旱区易于蒸发蒸腾，如在半干旱和干旱区的美国大平原，心土层的水分是植物水分的主要来源。

一些植物特征可影响整个生长季的 ET，长根系植物将决定着心土层水分对植物吸收和进而蒸腾的有效性。这些相互作用说明了土壤科学家和植物育种家必须如何去为选择植物特征去改善品种以加强水分保持。

14.4 蒸发损失量

在不同的气候区，蒸发蒸腾作用有明显的变化，在生长季中 ET 可以从很小 30cm(12 英寸)，如在冬季山谷，这儿生长季很短，到很大的 220cm(87 英寸) 如灌溉弃荒地。湿润到半干旱区非灌溉地常见的范围为 35—75cm(14—30 英寸)，干旱区灌溉地热天为 50—125cm(20—50 英寸)。

在夏天的干热期日 ET 数值可以更高，如玉米日 ET 可高达 1.25cm(½英寸)，尽管深层

土壤有相当高的有效水贮存能力，但植物根区易吸收水分快速消耗，水分会很快用尽，当然在这种条件下，砂土的有效水在短短几天可大部分耗尽，减少增发作用的重要性是显而易见的。

表面蒸发与蒸腾 有几种因素决定着相应的土壤表面水分消耗和蒸腾：(a) 土壤表面相应植被(叶面积指数)；(b) 不同植物水分利用系数；(c) 土地作物时间比，特别在夏季月份；(d) 气候条件。

土壤蒸发的比例通常干旱区高于湿润区，在美国中部的干旱区蒸发消耗占总降水量的至少 60%，蒸腾消耗占 35，径流损失约占 5%。

14.5 水分利用效率

利用一定量的水分获得的作物产量是一个重要的数字，特别是在缺水地区，水分利用效率可以表示为每单位干物质蒸腾的水分(蒸腾系数)，. 或每单位干物质蒸发蒸腾的水分(蒸发蒸腾系数)。

蒸腾系数(T) 一定作物的蒸腾系数明显地受气候条件的影响，蒸腾系数可以用生产 1kg 干物质需要蒸腾水分的 kg 数来表示。在湿润区对作物的一般范围是 200 到 500，而且它可以在干旱气候区大两倍之多。表 14.3 的数据说明世界不同地方不同作物的水分蒸腾量。

表 14.3 不同研究者测定的作物蒸腾率
(每 kg 干物质产量利用水分 kg 数)

作物	英国哈彭登	德国慕尼黑	威斯康星麦迪逊	印度普萨	科罗拉多阿克伦
大麦	258	310	646	468	534
蚕豆	209	282	—	—	736
荞麦	—	363	—	—	578
三叶草	269	310	576	—	797
玉米	—	—	271	337	368
谷子	—	—	—	—	310
燕麦	—	367	503	469	597
豌豆	259	273	477	563	788
土豆	—	—	385	—	636
油菜	—	—	—	—	441
黑麦	—	253	—	—	685
小麦	247	338	—	544	513

[引自 lyon 等(1952)]

在同一气候条件下，不同的作物品种蒸腾系数不同，图 14.5 的数据说明了这一点，这些数据说明象玉米、高粱、谷子具有相对高的蒸腾系数，生产 1kg 干物质需要的水分量少，相反一些大豆饲料如苜蓿具有较低的蒸腾系数T，生产 1kg 干物质需要较多的水分量。禾谷类作物如小麦、燕麦和大麦与蔬菜类如土豆蒸腾系数 T 处中间状态。

注意 14.3 给出了各种作物到成熟的需水总量平均是很大的，如小麦典型作物小麦干物质获得量为5000kg/ha(4500 磅/英亩)，而整个生长季蒸腾率为500，从土壤耗水相等于

25cm10 英寸）降雨量。玉米的相关数字为 10000kg/ha，蒸腾率为 350，相当于整个生长季从土壤耗水 35cm(14 英)。生长季节表面蒸腾补充水量的提供是作物产量的明显决定因素。

蒸发蒸腾系数(ET) 由于蒸发蒸腾系数(ET)包括蒸腾作用(T)和蒸发作用(E)从土壤表面，所以 ET 系数比

T 变化大些，而且一些土壤和作物管理措施影响土壤蒸发，也影响 ET 进而影响 ET 系数。

如图 T 系数的情形一样，ET 系数也受气候的影响，湿度高的地区大于干旱地区，这可以用图 14.6 加以

说明，可看出在半干旱地区 ET 系数比干旱条件高。

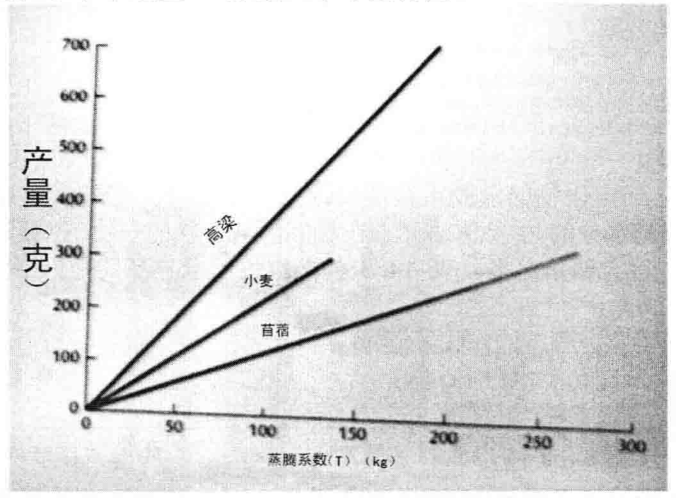


图 14.5 三种作物水分蒸腾量和产量之间的关系，这些数据来自美国大平原若干地点所获得。植物生长在容器中，土壤表面进行了覆盖以减少蒸发。[Hanks 作图(983)]

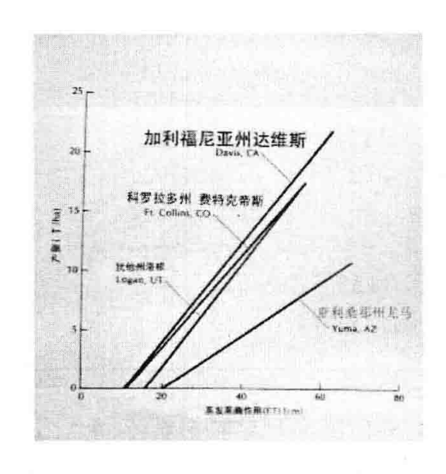


图 14.6 蒸发蒸腾作用和玉米产量在美国西部四个地方的关系。地点亚利桑那卅尤马(yumaAZ)很干旱，每年降雨少于 10cm，其他三个地点为 40—45cm 每年降雨量，所有的地均有灌溉，气候对 ET 系数的影响是明显的。[Hankc 作图(1983)]

ET 系数还反应了强烈影响作物产量的因素，湿度和养分条件对产量有利的地方，一般 ET 系数就高，不足则亏损。图 14.7 反应了对养分不足土壤增施磷肥和氮肥对 ET 系数的影响，这些数字说明了保持最佳的肥沃度能够使有效水的利用率最高。

14.6 水分渗漏的控制

水分利用效率受两种类型管理措施的作用,(a) 植物吸收水分前进入土壤水分和保持量的增加；(b) 作物吸收单位水分引起作物产量的增加。

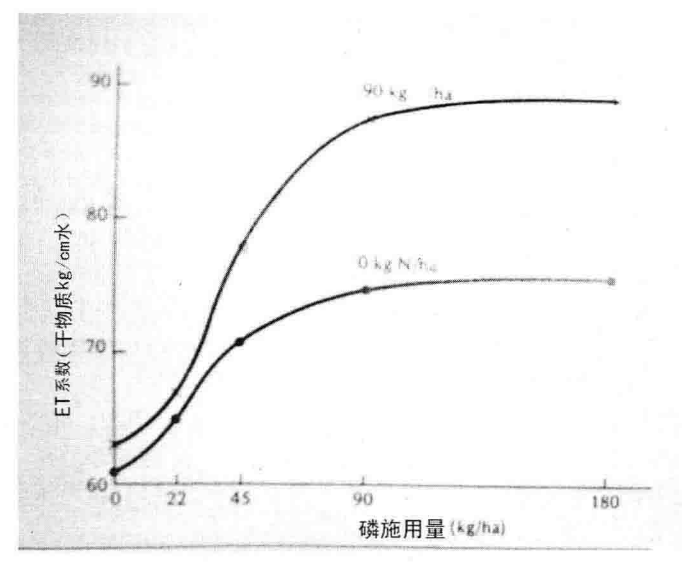


图 14.7 只施用磷肥不施氮肥对小麦水分利用系数的影响(12 年平均),ET 系数随肥料用量的增加而增加。[资料引自 Black(1982)]



图 14.8 小畦埂对防止水径流和促进水渗透的作用(右)。

降雨和灌溉进入土壤中的水分量的促进受土壤表面裸露或保持土壤表面覆盖接受水分渗透防止雨滴

击措施的影响。包括选择性耕作和工程措施，特别是留大量残余物于表面(见 15.12 节)。过量的耕作，破坏

表面粗糙度在任何情况下都应避免。横坡耕作留有小垄能促进水分渗透，同样梯田能

帮助径流造成水分流

失量的控制(见图 15.9)。

在美国大平原和西北区做成的畦埂系统来拦截降雨和灌溉水(见图 15.8)，这一系统增加了水分渗透和和后来的作物产量。

在一些地区水分的渗透和根系的穿扎受亚表层和盘的限制，这就需要尽力打坡和粉

碎这一限制层，中深耕按时可以打破耕盘和进一步发育正常的耕层深度，但是需要专门设备凿土机去打破所渭“硬盘层” 在一些土壤中尽力采用一个切碎机将有机残落物切入心土层(称作垂直覆盖) 并深施一些石灰和肥料。选择采用这些措施就能增加土壤透水性并增加产量，这一措施的高成本限制了这些措施的经常采用。

14.7 蒸发蒸腾作用的控制

前面的讨论我们必须记住，蒸腾作用在一定气候条件下，植物生长过程是唯一的主要控制途经，如果其他的植物生长过程的处理因素接近正常的话。相反，土壤表面的蒸发对植物生长是无用的，而且在一定程度上可以通过土壤和作物管理来控制，虽然通过筛选和培育作物的方法可以减少蒸腾，进而减少蒸发蒸腾，但主要焦点在于减少 E 的措施，因此在保持最大限度供应植物生长过程的水分条件下，土壤管理乃至作物管理是最为重要的。

作物选择和管理 选择作物品种和作物生长的时间在一年中，能够既影响蒸腾作用，又影响蒸发蒸腾作用。例如玉米和高粱具有比较低的水分需要量较苜蓿。小麦和其它禾谷作物水分需要量处中间状态。而且，可以生长在冬季的作物由于蒸气压降低可以减少蒸腾作用和蒸发蒸腾作用。

保持作物覆盖的高密度(高叶面积指数) 也能有效地降低蒸发和蒸发蒸腾。图 14.9 说明了这一点，牧草的作物覆盖经常采用豆作物和非豆科作物混作，在干旱地区，当然保持较高的叶面积指数受一定限制，尽管稠密覆盖能够减小蒸发蒸腾，但高植物密度所能产生的覆盖也能将土壤水分在作物成熟前耗尽，从而造成作物的大量减产。

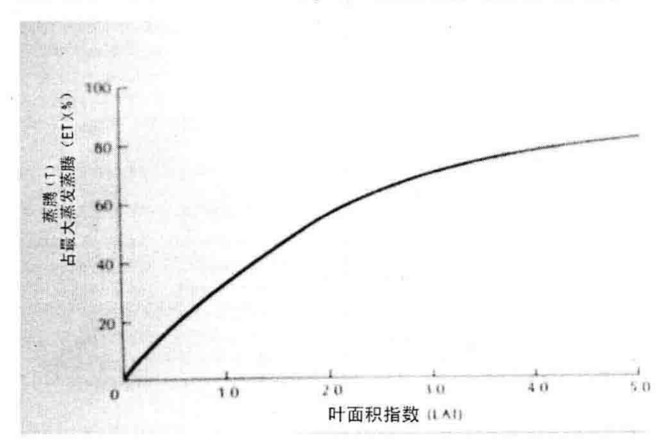


图 14.9 单位土地面积棉花叶面积(叶面积指数,LIA) 和蒸腾系数(T) 之间的关系，蒸膡用占最大蒸发蒸腾(ET) 的百分数来表示。注意当叶面积高遮光最有效时，大部分水汽减少是通过蒸腾作用(T)，土壤表面的蒸发(E) 只占(ET) 总量的一小部分时，土壤表面一点也不干燥是完全可能的。

休闲种植 象美国的一些大平原的半干旱和半湿润地区，有一个传统的种植方法是间期休闲一年夏季(不种植)，第二年利用被贮存起来的水分种植，采用休闲方法的该年间能减少蒸腾，从而为以后作物增加水分贮存，年前的残株一般允许站立到年后的春季，用园盘耙将留在地面的残株翻入土壤，夏季期间采用轻耕或使用除草剂将杂草生长控制在最少限度，休闲耕作方法水汽的损失主要是一年中没长作物的土壤表面蒸发。

夏季休闲的作用变化极大，当然，作物生长时间的水分水平由于休闲而增加，并且通过这种方法产量一般也增加，表 14.4 的数据说明了这一点，休闲种植无疑能够减少干旱条件下作物歉收的损失。

表 14.4 美国大平原区不同地点连作和休闲作物小麦产量比较

地点		报告年	产量(k g /ha)	
			休闲后	小麦后
哈佛，蒙大拿卅	(MT)	35	2100	540
迪金森，北达科他卅	(ND)	44	1400	780
纽厄尔，南达科他卅	(SD	40	1420	910
阿克伦，科罗拉多卅	(CO)	60	1420	500
北普拉特，内布拉斯加卅	(NE)	56	2140	830
科奥比，堪萨斯卅	(KS)	49	1320	620
布斯兰，得克萨斯卅	(TX)	29	1010	640

14.8 表面蒸发的控制

有一半多的降雨在干旱地区通过土壤表面蒸发(E) 直接返回大气，蒸发作用在干旱区的灌溉农业

水分损失还会更大，甚至在湿润的多雨区，在炎热而降雨少的时期的损失也是很大的，这种损失会大量地

减少作物产量潜力。

控制 E 最有效的措施是对土壤提供一些覆盖，这一覆盖的提供最好是残茬覆盖和选择性保护性耕作。

残茬覆盖 用在土壤表面的任何物质，主要是减少蒸发和控制杂草为目的，都可以称作覆盖。如木屑、厩肥、茎杆、叶、作物残落物，和其他残落叶覆盖对控制蒸发有很大效果，并且主要用于家庭花园，高价值作物，包括草莓、黑莓、水果树和其他少数作物需要。对任何作物，集约化的园地都证明需要使用护水物质。

残落物组成的覆盖对降低 E 和进而保持土壤水分有效，在干旱区夏季休闲结合残落物覆盖可用于保持土壤水分，见表 14.5，遗憾地,这些土壤的作物产量，只靠留下的一些残落物提供的有机覆盖水平需要是不够高。

表 14.5 在 4 个大平原中休闲期间秸秆覆盖量不同下的土壤水分

地点	每年平均降雨量	每年覆盖量下的土壤水获得

		0T/ha	2.2 T/ha	4.4T/ha	6.6T/ha
布斯兰，得克萨斯卅(TX)	50.8	7.1	9.9	9.9	10.7
阿克伦，科罗拉多卅(CO)	47.6	13.4	15.0	16.5	18.3
北普拉多，内布垃斯加卅(NE)	46.2	16.5	19.3	21.6	23.4
悉尼，蒙大拿卅(MT)	37.9	5.3	6.9	9.4	10.2
平均		10.7	12.7	14,5	15,7
覆盖平均			2.0	3.8	5.0

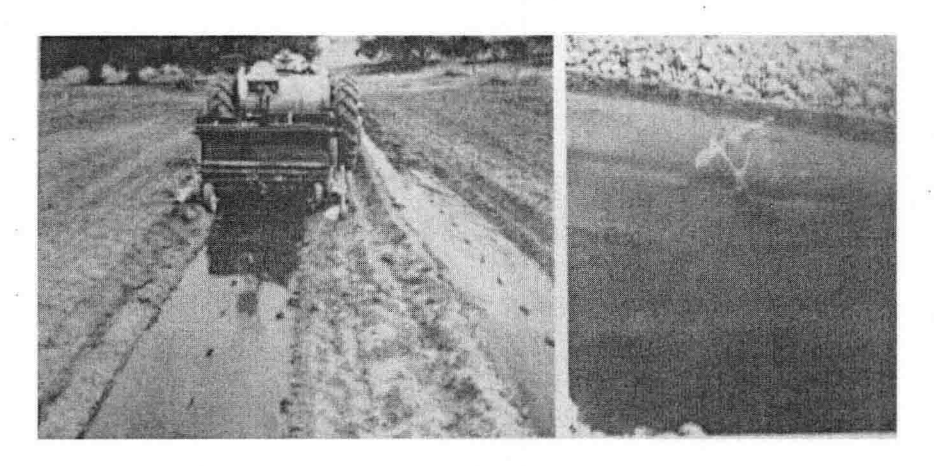


图 14. 10 塑料覆盖常用于经济价值高的作物，塑料布是用机器覆盖(左)，并同时移种作物(右)，塑料覆盖能帮助控制杂草，保持水分促进作物前期快长，不需中耕，高成本的塑料布主要作为高价值作物的措施。[照片由宾夕法尼亚卅大学提供]

纸和塑料覆盖 特别制造的纸和塑料已经用于覆盖(见图 14. 10)，这种覆盖是铺盖在两埂之间或垄上，植

物通过缝和开口处长出，纸和塑料布只能用在条播和垄播作物中，由于地面覆盖，蒸发和杂草可以受到控

制，在一些情况下，可获得作物明显增产，除非降暴雨，纸和塑料布因此影响雨水下渗。

纸和塑料布的利用显著成功，在夏威夷的菠萝栽培中和中东地区的蔬菜作物上，这儿水分保持是关键。这种覆盖还可广泛用于商品农业和菜园。这些覆盖物价格贵重，保护困难，限荆了这些东西只能用于高价值作物上。

作物残落物和保护性耕作 最近几年，保护性耕作措施将高百分数前茬残落物留在土壤表面或接近土壤表面(图 14. 11) 已广泛采用，这一措施明显地降低了气态水和液态水的损失，在保护性耕作中(见 15. 12 节) 用传统的覆土犁，将残落物拌入土壤或采用最小化耕作。

最广泛采用的保护性耕作措施是残茬覆盖耕作，这一方法主要用在半湿润和半干旱区，前茬残落物均匀铺在土壤表面，该地的耕作用专门的耕作机械，让大量作物残落物保持在土壤表面或接近土壤表面，小麦残茬、秸秆、玉米秸和类似作物残落物都可作为残落物使用。

另一个保护性耕作系统是将残落物留在土壤表面留住不耕(图 14. 11)，新作物种植在残茬的两边，不耕也不耙。再一个耕作种植是条耕系统，在播种区耕除残落物，大部分土壤和表面保持不耕。相似的用作残落物覆盖大部分土壤帮助减少水汽损失的其他方法，在15. . 12 节将进一步讨论。

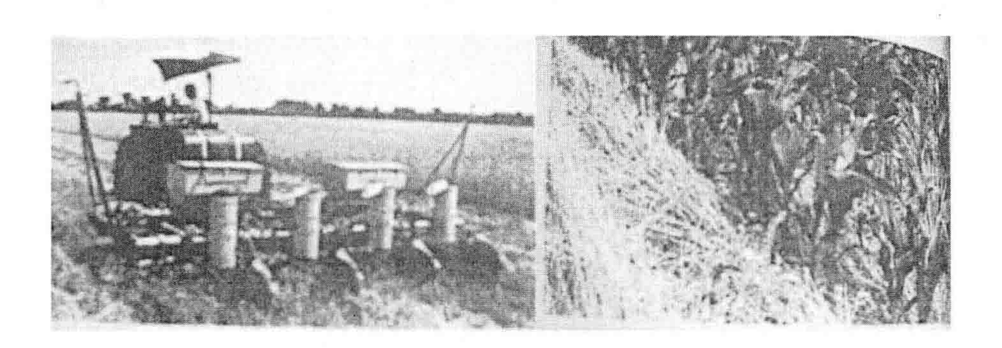


图 14.11 不耕在小麦茬中种植大豆(左)，在另一块玉米田小麦残茬(右)，在这两种情况，小麦残落物将能帮助降低土壤表面蒸发损失和减少侵蚀。[照片由美国土壤保持局提供]



图 14.12 典型的灌溉场面，利用简易设置虹吸管或阀门管能够灌溉劳动，并易于控制灌溉水量，请观察水沟两边水分沿毛管的上升运动。[照片由美国土壤保持局提供]

土壤覆盖 过去有一种想法，认为控制蒸发用土壤本身松土覆盖是很好的保水措施,,试验证明也珂以这样说，但是土壤本身覆盖保持水分不一定起作用，特别是在湿润区，事实上，在某些情况下，土壤覆盖还能促进水分损失。只是它随地区的不同，干湿季节的不同而不同，而在一些热带地区土壤覆盖可以保持水分。

中耕与杂草控制 在苗床管理上，土壤中耕最重要的理由是控制杂草，这些无用植物蒸腾需要的水分远大于作物本身的利用，特别是条播作物，但是化学除草剂已广泛使用，对于不中耕的土壤控制杂草，已成为控制水分蒸发的工具。因此中耕只局限在保持作物生长物理条件的需要而保持的措施。

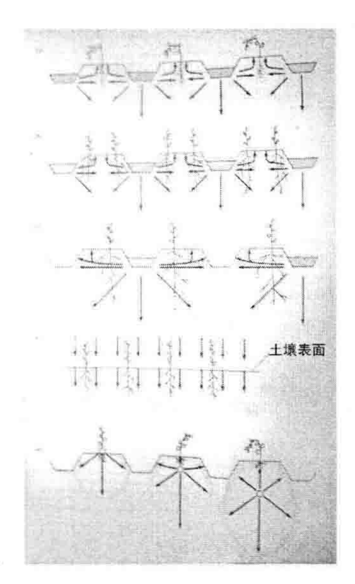


图 14.`13 灌溉对盐分运动和作物生长在盐化土上的影响。(a) 垄两边的沟灌盐分向植物根系的中心运动并危害。不象(b) 那样安排作物，而安排在每个苗床的两肩以减少盐害。(c) 隔沟灌水，植物种植在近水沟处，以防受害。(d) 喷灌或均匀淹灌将盐分下移使问题得以缓解。(e) 滴灌或细流灌溉能造成盐分的移动和累积，这决定于滴管的位置。

14.9 气候区管理措施

在不同的气候区，限制 E 的措施存在差异，现按不同区域作简要论述。

湿润区 对高价值的特种作物和家庭花园及苗圃，纸和塑料布一般可以使用，同样利用保护性耕

作措施最大限度的残落物覆盖是美国湿润区广泛可行的办法。

在湿润区杂草控制措施能够减少湿润区的蒸发蒸腾作用，现代的除草剂是帮助消除水分损失来源的工具。

半干旱和半湿润区 在这些区域非常需要水汽减少管理措施，常用双种主要的方法是夏季休闲和残茬覆盖措施，这是高蒸发的水分保持系统，大田多年试验表明，它能将干旱农业的损失降到最小。

干旱区的大田灌溉 干旱土地的灌溉(表 14.12) 是湿润和半干旱区水分管理的时机和问题的结合，因为高太阳辐射和频繁的高风速，蒸发损失就大，同时作物生长季节在湿润区土壤湿度水平要求又相对要高，事实上，灌溉的优点就在于能够控制时间、地点和水分用量。

在干旱土地条件下，控制蒸发的措施也只有通过灌溉，土壤表层只有保持湿润作物才能很好生长，只有灌溉才能按时保持这种所需的土壤表层湿度，根的深扎也有作用。

和土壤灌溉不同的另一个减少水分蒸发的方法是在植物根区及时增加水分,是用管道将水滴在每棵植物的两边，垄间土壤不滴湿，这一系统称作为细流灌溉或滴灌，滴灌的优点是明显减少水分土壤表面蒸发损失，在一些条件下，管道可以埋入低于地面几厘米处，以减少蒸发损失。

盐分积累 有一种相关的现象是蒸发能够促进干旱区灌溉地接近土壤表面的可溶盐浓

度，盐化和碱化土壤上层可以含有足够量的可溶盐去危害许多栽培作物的生长(见图 8.2)，在这些土壤上的灌溉措施能够改良或减少作物土壤中这些无用物质量。土壤淹灌可以将这些可溶盐暂时很快从表面洗下，随后在土壤表面蒸发和水分向上的运动可以产生盐分的积累和浓缩，这将对幼苗产生危害(见图 14.13)，虽然防止蒸发和含盐水汾向上运动的办法较少，但是灌溉的时间和方法可以防止盐分在枝物根区浓缩。

14.10 土壤水分的液态损失类型

现在我们讨论水分损失的液体形态，人们认为有两种类型的液体损失形态：(a) 渗漏水和排水；(b) 径流水(见图 14.1)。渗漏的结果造成可溶盐分损失(淋洗)，因此也造成土壤养分的损耗。 径流损失通常不仅包括水分而且还会出现土壤侵蚀和径流，侵蚀将在第 15 章中讲解。

14.11 渗漏和淋洗的研究方法

有两种普通的方法来研究渗漏和淋洗水分的损失；(a) 为该目的特别设置的地下管道或陶瓷瓦沟排水系统；(b) 专门结构的渗漏计(lysimeter 来源于希腊 Lysis，意思是“打开”和 meter 意思是“测定”)。对第一个方法要确定一个面积，测定时排水陶瓷瓦管只接收该面积土地的渗漏水，这些排水是有效水。这陶瓷管法的优点是在野外标准条件下，可以测定大面积土壤的水分和养分损失。

渗漏计法包括在控制条件下渗漏水分和养分损失的测定，土壤从大田移出进入混凝土和金属罐或小体积的大田土壤小区周围挖开，用混凝土或金属罐分格出原状土(图 14.14)。在这两种情况中，水分通过土壤渗漏并收集测定，陶管排水较渗漏计法的优点可避开大田的差异性，进行的研究工作量不那么大，并且试验容易控制。

14.12 水分渗漏损失

当渗透入土壤中的降雨变得大于土壤持水量时，渗漏损失将会发生，渗漏损失受到影响的有降雨量，降雨量分布，土壤径流，蒸发和土壤特征，以及作物。

渗漏—蒸发平衡 降雨、 径流、土壤贮存和渗漏之间的关系，对有代表性的湿润和半干旱区与干旱区的灌区如图 14.15，在湿润温带区域，水分渗透进土壤的速率(降雨径流损失) 通常是很大的,在一年中至少有一些时间，通常大于蒸发蒸腾作用，随着达到田间持水量，将发生渗漏进入底层。

在图 14.15 的例子中可以看到，最大的渗漏作用发生在冬季和早春，这时蒸发蒸腾作用最低，在夏季很少有渗漏发生，蒸发蒸腾作用超过渗漏作用造成土壤水的耗尽，正常的植物生长只在冬季和早春贮存了大量的土壤水时才有可能。

在温带半干旱区的一般趋势是和湿润区相同的，土壤水分贮存是在冬季月份期间，并用补充夏季遇到的不足，但是由于低降雨量，土壤剖面中没有充分的渗漏，水分可以移到下层，但是它最终将被植物根系吸收和蒸腾损失。

从干旱区灌溉土壤看出，形式较为单一，在早春灌溉由于降雨量少，要防止大量的水分被蒸发蒸腾作用损失，在灌溉中，土壤被水充满，并可发生渗漏。在夏季、秋季和冬季月份，这时由于蒸发蒸腾开始加强而水分损失增加，因此贮存的水分被耗尽，导致大气压梯度的发生。

图 14.15 显示的一般温带区的情形，在热带一年中蒸发蒸腾作用有很大的不同，当然

降雨量分布从一个月到另一个月也有很大的变化，在高降雨量的热带区，渗漏特别是径流往往高于图 14.15。在干旱热带灌区和干旱温带区的情形似乎没有不同。

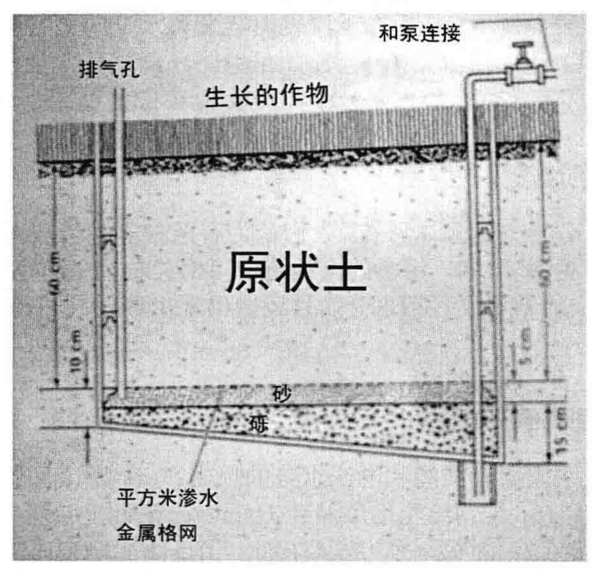


图 14.14 野外原状士渗漏水的收集和渗漏计的利用，水通过土壤、砂和砾向下移动，水通过斜坡进入集水容器(右边下部)，这些水再被水泵收集。一些更精确的系统是设有测定水重的渗漏计，因此能测定出增加的水量和蒸发蒸腾的水量。

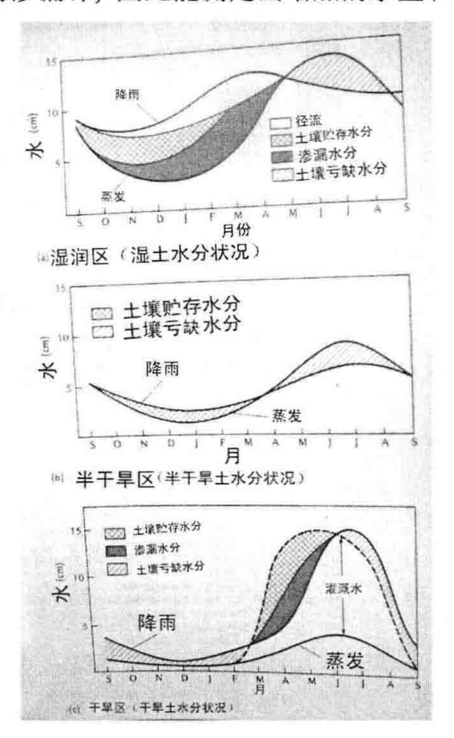


图 14.15 三种温度带区的降雨和蒸发蒸腾一般曲线,(a) 湿润区；(b) 半干旱区；(c) 干旱灌区。注意在半干旱区土嚷没有水分渗漏通过土壤，在每种情况下都是土壤水分贮存。在湿润区渗漏超过蒸发蒸腾。在半干旱区蒸发蒸腾作用如有效水充足可能会更强。在干旱

灌区土壤很强的蒸发蒸腾作用需用溉来提供，春季土壤水分的贮存被以后夏季作物生长，晚秋和冬季的蒸发损失所利用。

比较水分蒸发蒸腾和通过土壤的渗漏损失，在不同的气候区如图 14.16 所示。这些差别应该注意

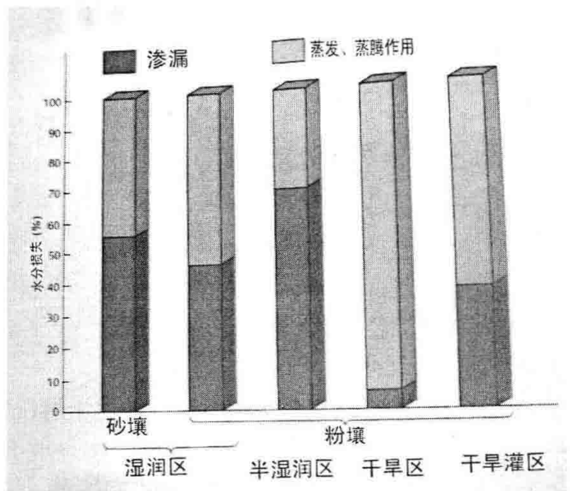


图 14. 16 水分进入土壤渗漏和蒸发蒸腾损失占降雨量的百分数。各不同气候 区的典型数值。

14.13 养分的淋失

通过淋洗造成的养分损失决定于气候因素，土壤—养分间的相互作用，在一个地区土壤渗漏高，养分的淋洗潜量也高(见图 14. 17)，在美国东部湿润区和西部灌区存在这一条件，在这些地区，过量水分的渗漏是事实，提供了养分移动的机会。 在半干旱的非灌区养分淋失发生较少，因为那儿渗漏少，在一些半湿润区有些养分淋失，虽然少于湿润气候条件下，在各种情况下，生长着的作物能减少养分的淋失。

养分土壤的相互作用 土壤性质对养分淋洗的损失有一定的影响，砂土一般养分的损失大于粘土，因为砂土有较大的渗漏率和较低养分吸附力，例如在细质土壤中大量的铁和铝氧化物与可溶性磷很快化学反应将磷固定(见 12. 7 节)，最后很少磷酸被淋失出土壤，硫酸盐和很少量的硝酸盐和铁铝氢氧化物的阴离子进行交换(见 7. 14 节)，由于这一原因，硫酸盐和硝酸盐很少有从红色心土层(高铁氧化物) 土壤淋出的趋势，和铁氧化物不占优势的土壤比较。

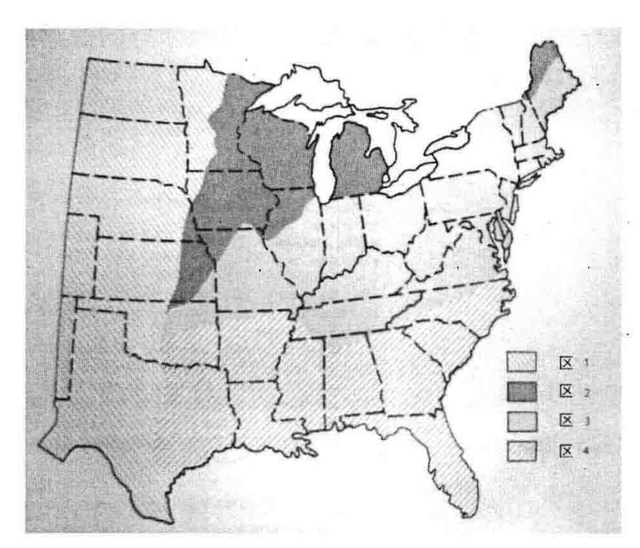


图 14.17 冬季月份淋洗敏感的美国东部地区变化，在地区 1 淋洗较低，养分携带到剖面下部但没淋出,4 区淋失较高,2 区和 3 区处中间状态。[引自 Nelson 和 Uhland(1955)]

施肥中阳离子的淋洗，受土壤阳离子交换量的影响，高阳离子交换量的土壤，有牢固保持施入的养分不被淋失的趋势，同时由于这种土壤的性质是高阳离子交换量，就能保障大量养分的贮存，致于小部分的交换性阴离子，可能要受到不断的淋洗。

影响养分淋失的一些因素说明了表 14.6 中，表中包括 5 个地点渗漏计试验的数据，磷酸的损失在整个情况中都是很少的，氮的淋洗取决于作物生长、 肥料施用和渗漏发生的量。阳离子的损失大部分可能是胶体复合体上的交换态，钙和钾的淋失量最小。

养分损失和施肥 渗漏计试验中的施肥量报导见表 14.6，这在今天是比较最普通的，例如氮施用量在 150—200kg/ha 并还要大在一般的大田作物如玉米、 蔬菜和甘蔗，就是这一原因，今天氮损失一般是很大的，要大于表 14.6 所说的数据。这些损失的养分或者是由与土壤反应损失或者是与微生物作用而损失(如反硝化作用)，或者是通过淋洗。具报导氮的损失有 100kg/ha 之高。

表 14.64 个不同地区渗漏年均养分损失量(渗漏计测定的整段标本类型，仅伊利诺依州和威斯康星州渗漏计测定有些径流)

条件	每年损失量(kg/ha)					
	N	P	K	Ca	Mg	S
轮作在苏格兰(Scottish) 土壤(6 年平均)						
不处理	8	痕迹	10	56	17	—
厩肥和化肥	7	痕迹	9	63	18	—
厩肥、化肥和石灰	9	痕迹	9	89	21	—
无作物地，伊利诺伊州土壤(3½年平均)						
湿软土亚纲(马斯卡廷(Muscatine) 排水良好	86	—	1	101	52	12
潮淋溶土亚纲(考敦(Cowden) 排水不良	7	—	1	12	4	2

威斯康星州土壤—湿淋溶土亚纲(费耶特 Fayette3 年平均)						
休闲	—	—	1	42	21	3
作物玉米	—	—	<1	16	7	1
纽约州土壤						
湿淋溶土亚纲(敦刻尔克 Dunkrk10 年平均)						
裸地	77	痕迹	81	446	71	59
轮作	9	痕迹	64	258	49	48
草地	3	痕迹	69	291	56	49
潮湿成土(瓦路西亚 Volusia,15 年平均)						
裸地	48	痕迹	72	362	46	39
轮作	7	痕迹	64	280	30	37
加拿大国, (澳恰德 Orchard) 土壤						
澳恰德草地	—	—	19	51	19	—
澳恰德垦殖地	—	—	45	374	104	—
标准氮肥(162kg/h)	—	—	28	156	44	—
高氮肥(324kig/h)	—	—	36	267	80	—

[加拿大国的资料来自 Nielsen 和 Stevenson(1983)]

为秋季作物施肥, 能增加明年春季的淋失, 特别是在湿润区。春季作物快速生长前期渗漏损失一般最大, 此时水分渗漏损失也最大, 很相似于旱区的一些灌溉地, 一些重施氮肥可以遭到很大的氮损失, 主要通过了强度灌溉期的淋洗。

土壤和水分污染 有两种主要原因造成为什么要关心必需元素的淋失, 第一是明显需要关心土壤中这些养分的保持, 对作物生长这些必需元素是有效的, 第二个是也是非常重要的原因是防止这些养分进入诃流和胡伯, 防止藻类和其它水生品种过渡生长, 由于大量的氮、磷和其它养分。这一过程称作"侵袭生长", 最终将会耗尽水中的氧, 危疾鱼类和其它水生动物。而且在一些地方地下饮水源含有足够多的氮引起人类去考虑健康。同样表面径流水来自重肥区土地, 可以含有足够水平的硝酸盐以毒害牲畜。

养分损失控制

养分损失可以最小, 如果遵循以下几个原则, 第一尽量在土地上保持作物, 可种秋冬覆盖作物, 跟随在重施肥的商品作物如玉米、土豆和其他蔬菜作物之后。第二肥料施用量不要高于科学研究清楚地证实了的施肥量。第三在土壤水分渗漏普遍的地方, 肥料的施用尽可能在作物需用养分的时间相密切, 例如作物在旺盛生长时施在它的旁边, 强于种前撒施。尽管遵循这些建议, 一些淋失会发生, 我们的目标是为了将农民和社会的一般损失最小化。

14.14 土地排水

不良排水土壤的被有效利用, 过多的土壤水分需要移去, 要建设起土地排水系统, 目的是降低土壤上层的含水量, 从而氧可以对作物根系有效, 二氧化碳从根部散布到大气中。

土地排水几乎在任何气候区都能找到, 但它更为重要的是在如美国东部滨海平地, 同样河流三角洲细质土壤, 如密西西比河、尼罗河和遍及世界的湖泊沉积土都需要一些人工

排水，即使是干旱区的灌溉地也常常要求广泛的排水系统，移去多余的盐分，防止在灌区的积累。

有两种普通的排水系统可以利用,(a) 明排；(b) 暗排，下面对每种作简要讨论。

14.15 表面地块排水

过多的水分从土壤中排走最普通的方法是利用表面排水系统，它们的作用是在水分渗入土壤之前从地里排走，表面排水可采用深而窄的田间勾，如泥炭土壤区所利用的那种排除大量水分的排沟(图 14.19)。

明排沟有排水量大的优点，即于这一原因，它们是所有排水系统必需的组成部分，通常它的单位排水成本相对低。缺点需用维护成本，妨碍农业操作，而且明渠占用宝贵的农业用地，如该面积用暗排，就可以种植作物。

土地整理 表面排水沟和土地整理或土地平整相结合去快速排去土壤水，洼地和脊地能妨碍水分干净地流入排水出口，可利用整平设备整平，造成能够将过多水分从土壤表面慢慢地流入排水口，然后再流入天然排水沟的地形(图 14,.20)。

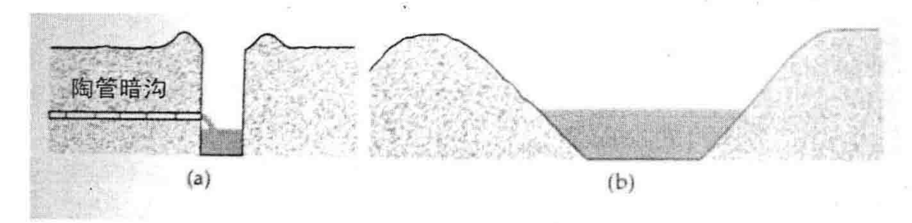


图 14.18 两种一般类型的排水沟,(a) 两壁垂直的小沟，如用于有机土区排水。注意一端的陶管出口,(b) 两边较大的坡度沟，这是到溪河附近的一般输送排水沟，水源不是暗管而是明沟的排水。

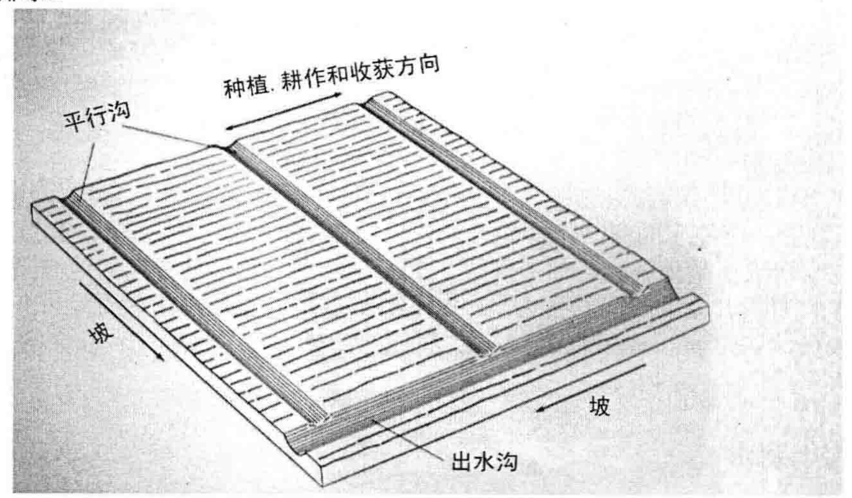


图 14.19 带有缓坡的大田明排系统举例。

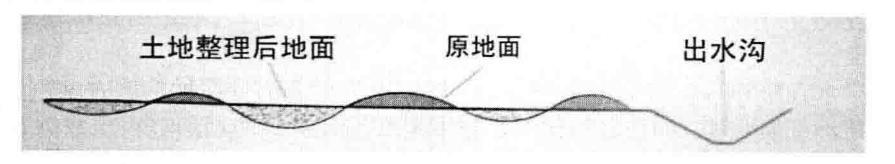


图 14. 20 土地整理和平整前后土地表面，注意从脊地将土填到洼地，土地才有可能控制表面水进入出

水沟，出水沟将水输送到附近自然水道中。

土地平整是灌溉区经常的措施，表面灌溉也要能够将多余水分排入出水沟，同样的方法可用

于排除多余的表面水在湿润区，结合采用的陶瓷暗排沟，平整过的土地就能有序地进行排水了。

14.16 亚表面(地下) 排水

地下排水系统为排除最大饱和水区所提供了最有效的土地排水方法，地下排水网可开挖多种方法，包括如下：

1. 鼠道排水系统，通过一定深度土壤拖拉两端直经 7—10cm 的柱状活塞，通过机械提供的拖拉活塞压实鼠道壁而形成能够排水的鼠道(图 14. 21)。

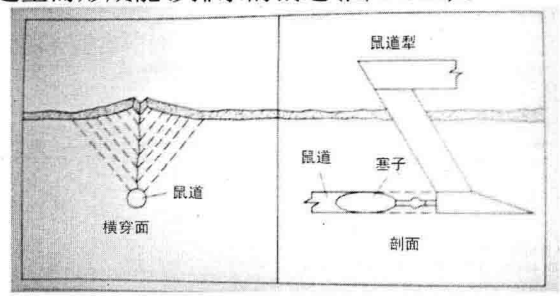


图 14.21 图解如何设置地下鼠道排水系统，塞子将通过土壤拖拉留下能够排水的通道。[引自 Hughes(1980)]

2. 打眼塑管系统，用专门设备铺设地下(图 14.22) 塑管，水分进入管道眼进入塑管再进入出水沟排出,90%的地下排水系统的铺设现在是采用这种类型。

3. 粘土陶管系统，采用单个长度 30—40cm 粘土陶管铺设在明沟中，该陶管上面用秸秆、厩肥或砾覆盖，沟中在用土填平。陶管排水最普遍是在 20—30 年前，高铺施城本小于打孔塑管排水系统的竟争力。

鼠道排水系统是最不贵重的铺设，但是和其它两种系统比较也易于堵塞，其他两种是较稳定的水流管道。

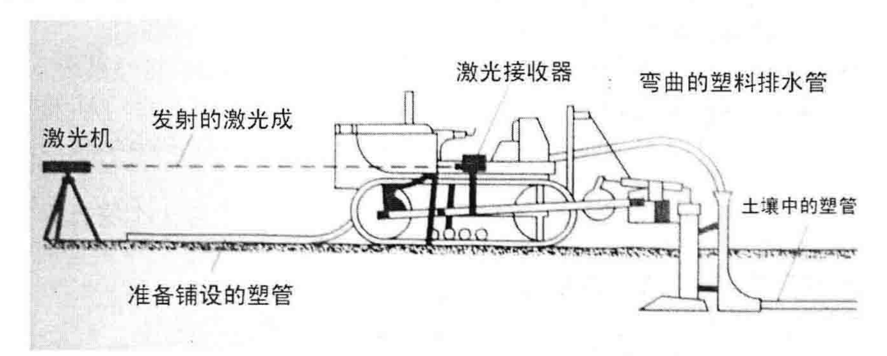


图 14.22 图示如何将弯曲的塑管可以铺设在土壤中，随着拖拉机的前进，塑管不断进入弹性筒，在通过机械控制带激光的横杆的适当挤压成水平状。[引自 Fouss(1974)]

地下排水系统的运转 这三种地下排水控制功能原则相同，陶管、塑管和鼠沟是铺设在

最大水积存区，水分从周围土壤移向鼠沟，进入打孔眼塑管或通过陶管结合缝进入陶管，然后输送到出水沟，土壤周围水流流向排沟的模拟如图 14.23 所示，不同田块地下排水系统的铺设如图 14.24 所示。

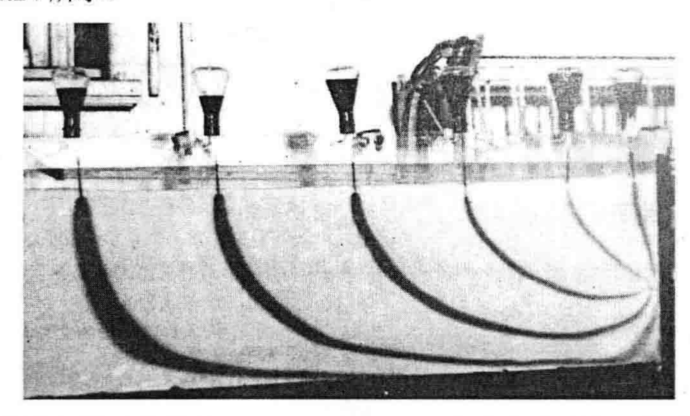


图 14. 23 水分流向排水陶管饱和水流模拟实验，水中含有彩色，加在饱和土表面并随排水流入，如右端所示的模拟陶管。

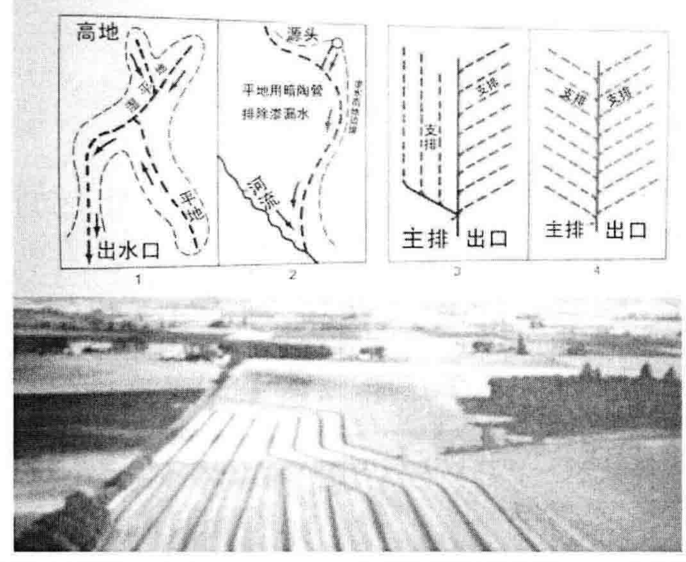


图 14.24 陶管排水系统,(上图) 有 4 种类型系统铺设的排沟,(1) 自然系统，该系统按自然排水形式；(2) 拦截系统，该系统是在高地向低地间挖拦截渗漏水沟。(3) 格状和鱼骨状系统，这是该区(底部) 总体一致的排水系统，是个新的排水系统，陶管底部向主排供水线方向如箭头所示。[照片由美国农业部提供]

需要注意陶瓷和其它地下管道在最大水积存区，管道最少要低于土壤表面 75cm，因为重大机械危害要预防，推荐的深度通常是 1m。而排水沟间距线则随土壤条件而变(表 14.7)，在重粘土，该间距线可密些 9—10m。但距离 15—20m 较为普遍。

表 14.7 不同土壤和渗漏性条件下 k，陶管格间距的建议

土壤	渗漏性	间距

		米	英尺
粘和粘壤	极慢	9—18	30—70
粉和粉粘壤	慢至中慢	18—30	60—100
砂壤	中慢至快	30—90	100—300
腐殖土和泥炭	慢至快	15—61	50—200

[Beauchamp 修改(1955)]

地下排水系统的梯度和坡降通常是 25cm/50m(约 3—6 英寸/100 英尺)，而且坡降大于 75cm/50m 是用于快排。

必需注意地下排水管道出口处的防护，如果出口处发生沉积物堵塞，整个系统会受到损害(图 14.25)，出口最好用石头混凝土墙保护起来，排水管最后 2.5—3m 最好用镀铁管和下水道管代替，以防止冻害，出口处要用闸门或铁网网住，以防水自由流出和啮齿类动物在干旱天气进入。

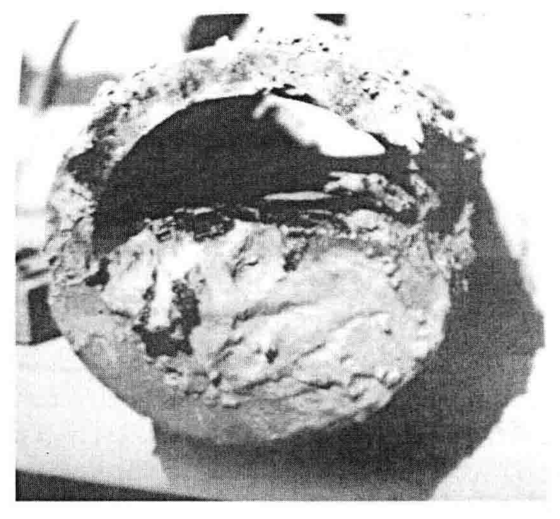


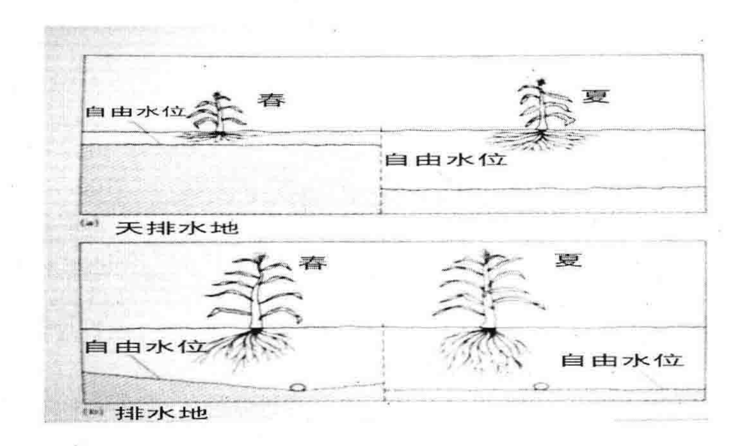
图 14. 25 这一陶管充满一半沉积物效率极大降低，这种造成的堵塞可因出口处防护欠佳和陶管线路坡度不够所造成，在美国一些西部地区，铁和锰化合物常常在陶管内累积，即使系统设计适当也是如此。{照片由美国土壤保持局提供}

_ **建筑物周围的排水** 房屋和其它建筑的地基和下层地下室搂层周围过多的水分可引起严重和昂贵的危

害，过多水分排除的完成所利用的地下排水和农业大田排水的原则是相似的。过量水分最自由的排除是用陶管将基础或地下室搂层旁边的水轻轻排走，水需要快速通过陶管进入出水沟和下水道，要注意保护出水口防止沉积和废物堵塞。

14.17 土地排水的益处

排水的土地促进了高等植物和土壤微生物的许多有利条件，提供了稳定的建筑基础和路基，由土壤水冻融作用造成间断的膨胀和收缩的有害影响一“冻拔”得以减轻(见图 6. 11)，在临界时间快速降低水位，排水将水位保持足够的深度和有效的根区(见图 14. 26)，利用这一方法，土壤体积内的养分可以提供和保持较高水平。



14.26 图解春季和夏季不排水和陶管排水的地下水位，排水的益处是明显的。[Hughes 绘图(1980)]

土壤温度 排除多余的水分还会降低土壤的比热，从而降低排水层温度上升的能量需求（见 6.9 节），

同时表面蒸发对土壤的冷却作用也会降低，这两种作用共同趋势是壤土壤容易温暖，老人们交谈时常说，春季“湿土” 是冷土，好的排水是需要的，如果春季急于良好耕作，如果土壤快速提温，在春季湿土比潮土要低 3—8℃ 的温度。

透气作用 或许排水的最大效益直接和间接地反应在通气上，好的排水能够加速氧气向植物根系扩散和二氧化碳从植物根系扩散出去。好气性微生物的活动取决于土壤的通气性，进而土壤通气性又影响养分的有效性，如氮和硫。同样，过多的铁和锰在酸性土壤中的毒害机会就会减少，这是因为有充分氧的存在，这些元素就会呈极不溶的氧化态，过多的水分从土壤中排走，是否按时对植物生长是重要的，如同土壤水分低时向土壤供水一样。

田间排水时机 陶管排水系统的明显优势是土地排水能够在较早的春季进行，一个很好的基础陶管排水系统允许春耕前早两周开始排水，和没有排水设施的地方相比较，每年春季时间的有效利用是对现代农业非常重要的。

灌溉区的益处 干旱区灌溉土壤排水所起的最大作用是保持生产力，特别是灌溉水中含有大量的盐分，在这样的土壤上提供好的排水系统，可以排除过多的盐分，如果它们易于存在于土壤中的话，要防止盐分进入土壤上层，如果灌溉水中存在盐分的话。遗憾地，需要大量地排水在一些灌溉系统刚开始建设时往往不被认识，结果时间一常土壤中的盐分水平和面积都会增加，就会影响作物产量。巴基斯坦、中东和印度的一些地区就受到一些影响。

盐分增加的问题需要重视某盐化土区排除的灌溉水对另一个较低的灌溉系统进行再利用的措施问题，由于这些水好像盐分较高，并且可能含友大量的钠，会促进形成苏打盐土，这种土壤对作物产量有不适宜的物理性质。良好土壤排水和灌溉水含盐量的控制是干旱区灌溉土壤区持续农业所需要的。

14.18 结论

植物和土壤中水分运动与状态有相同的控制原则，这一原则用来水分管理更加有效，这就是水分运动通过的土壤一植物一大气连续系统(SPAC)，这对努力增加水分利用效率是特别重要的。

对于土壤和作物科学家，还是农民的主要要求是保持足够的土壤水分去满足作物需要，这一任务完全可以通过加强水分渗透进入土壤直至达到田间持水量之前，和排除过多的水分，控制径流和排水。

土壤水汽的损失是通过植物吸收后叶面蒸腾作用(T)，和通过土壤表面蒸发(E)，主要的土壤水分管理措施的目的是促进植物利用(T)，而土壤表面蒸发(E) 的损失最小。

覆盖和保护性耕作系统、 作物残落物留在土壤表面或接近土壤表面是保证减少 E 最有效的方法，增加植物覆盖挡住太阳能，并减少它的土壤表面蒸发的影响，另外一个在半干旱区也是很重要的是选择低 E 种植管理通过休闲期。

思考题:

14.1. 什么是 SPAC 和为什么是重要的？(答案:

14.2. 什么是蒸散量(ET),高多少,在灌区干旱地区科罗拉多州比在一个潮湿区第北卡罗来纳? (答案: 略)。

14.3 二个主要因素(E 或 T)是哪个更多受控制支配由土壤和庄稼管理实践？解释为什么这是实际情形。(答案: 略)。

14.4. 采取什么步骤,你会增加水量进入并穿透土壤?(答案: 略)。

14.5.什么是夏天休耕，在哪儿它实践了，并且什么好处它？(答案: 略)。

14.6. 什么叫保护耕作,实践帮助能改善水利用效率？(答案:

14.7. 如何条件,可以将你希望看到的塑料布复盖物利用? 其中，它怎样影响 E 和 T，在 ET?(答案: 纸和塑料覆盖 特别制造的纸和塑料已经用于覆盖(见图 14.10) 。

14.8. 什么是滴灌和在什么条件下使用它?(答案: 略) 。

14.9. 作比较怎样处置水,以补充土壤中,每年都会在以下温带地区:(一)，湿润区(二)半干旱无灌,及(三)半干旱灌溉.(答案: 略) 。

14.10. 什么好处地面排水？您是否认有何缺点。(答案: **略)** 。

14.11. 多于 90 %的新地下排管系统被安装了今天使用的穿孔塑料管,这是为什么情况呢?(答案: **略)** 。

14.12. 为什么养分淋失更重要的今天,比它 25 年前?(答案: 略) 。

14.13. 解释何为瓦管排水系统的工程? (答 粘土陶管系统，采用单个长度 30—40cm…)

第十五章土壤侵蚀和侵蚀控制

没有别的土壤现象更比土壤侵蚀更具有世界广泛的破坏性，它不仅包括水和植物的营养的流失，而且同样包括土壤本身。再说常发现土壤流进溪、河、湖泊，并污染这些资源和水体。侵蚀的严重问题还与气候有关，因为风和水可以移动土壤，水侵蚀将是第一位的。

第十五章土壤侵蚀和侵蚀控制

15.1 径流和土壤侵蚀的重要性.

径流的影响 正如 14 章所述，土壤水分管理的重要原则是促进水分移入土壤而非移出土壤，如果水向下渗透，土壤可以作为”水库” 库存起来进而为植物提供，表面径流减少阻碍渗透，如果水分不能保持在根区为植物以后吸收，那就是损失。

径流水平从区域到区域，从土壤到土壤变化非常之大，在一些湿润区，损失达所发生降雨量的 50 一 60%,在半干旱和干旱区每年损失相当低，高损失率是并不稀奇的暴雨期间，在这一地区很普遍. 在任何情况下，径流严重限制持续农业，而着手预防它们的发生应该得到高度重视。

土 壤侵蚀 土壤从农业和非农业土地流失是世界性的侵蚀问题，在美国每年有 50 亿T(兆克) 土壤被土壤侵蚀流失，其中 2/3 被水移去 ,1/3 被风移去；水侵蚀一半之多和风蚀的 60%之多发生在生产粮食作物地. 世界各大河流带的沉积物流向海洋的负载是很大的，如同表 15.1 中表明的数字. 这些数字涉及土壤侵蚀问题在世界一些地区是相当严重的。

表 15.1 其它大陆 8 条大河每年沉积负载和密西西比河的比较

河流	国家	海洋每年沉积负载(百万 T)	侵蚀(排走 T/ha)
黄河	中国	1600	479
恒河	印度 尼泊尔	1455	270
亚马逊河	巴西 秘鲁	363	13
伊洛瓦底河	缅甸	299	139
柯西河	印度 尼泊尔	172	555
湄公河	越南 泰国	170	43
红 河	中国 越南	130	217
尼罗河	苏丹 埃及	111	8
密西西比河	美国	300	93

[资料 EI-SWADY 和 DANQLER 搜集(1980)]

土壤侵蚀严重涉及农业，按社会总成本非农业则更高，例如，水库的寿命由于土壤侵蚀带来的沉积的进入使其发生急剧变短，河床抬高，生活用水处理厂由于粉砂进入而受损.1980 年农业损失的保护基金约 3.2-13 百万美元之间，耕地损失相应是 2.2 百万美元. 土壤侵蚀应当受到全社会关注.

美国土壤侵蚀加速首先是欧卅移民在美国东部湿润区砍伐森林和开始在山地坡地垦殖时，普通大认识到这问题时开始于 1930 年，但在 H.H.Bennett 和相关人们强调侵蚀的危害并获得对侵蚀尽力控制的支持。

虽然 Bennett 可能过分强调了土壤侵蚀的危害，后来的调查证实了这种危害,1967 年由全国农业部进行的国家调查看出，土壤侵蚀的主要问题在约 90 百万 ha(200 百万英亩) 的作物地，约占总面积的一半. 另外是国家后备资源(NRI) 十年后大量土壤面积受侵蚀而流失(见图 15.1)。

1982 年 NRI 每年水和风蚀造成作物地流失 16.4T/ha(7. 3T/英亩)，这一研究也表明 44%的美国作物地每年水蚀和风蚀超过 11T/ha(5/英亩). 保持土壤生产力的最高水平允许值(15.15 节). 约 23%的作物地每年流失 11-22T/ha(5-10T/英亩). 另外，侵蚀流失对另一些农业资源也是相当高，美国 60%河流沉淀物来自路基，牧场，森林和其它的农业集约化种植地。

表 15.2 估计世界过量土壤侵蚀损失.

国家	总耕地面积(百万 ha)	过量土壤侵蚀损失(百万 T)

美国	167	1524
俄罗斯	251	2268
印度	140	4716
中国	99	3628
其它	607	11201
合汁	1265	23337

河流携带的沉积增加，另外，在国家水库每年沉积的沉积物达 15 亿 T，农业直接受到影向，因为一些水库可为灌溉存水，也为居民和工业供水，对农业成本会造成增加的是，径流水存在粘粒和其它化学物质，可以造成对水库的抬高。

侵蚀作用造成的损失不低于美国的其它国家是中国，俄罗斯和印度等 12 个国家(表 15.2)，在古代，不存在这些现代现现像问题，明显侵蚀的国家是希腊，意大利，叙利亚，北美洲和伊朗. 所有的帝国如罗马的衰落是由于肥沃的表土淋失造成粮产量加速减少所致。

养分的损失 侵蚀从土壤中损失主要养分量是相当高的，从表 15.3 可以看出，全国范围内侵蚀从土壤中移去的氮，磷，钾总量估计可达 38 百万 T. 这一损失的平衡只能通过施肥部分解决，土壤有机质，土壤颗粒和包括侵蚀沉积物中大量的氮和磷受到流失，实验表明，侵蚀沉积物质中的有机质和氮可以五倍于原表土，磷和钾的比较教值可分别为 3 和 2 倍。

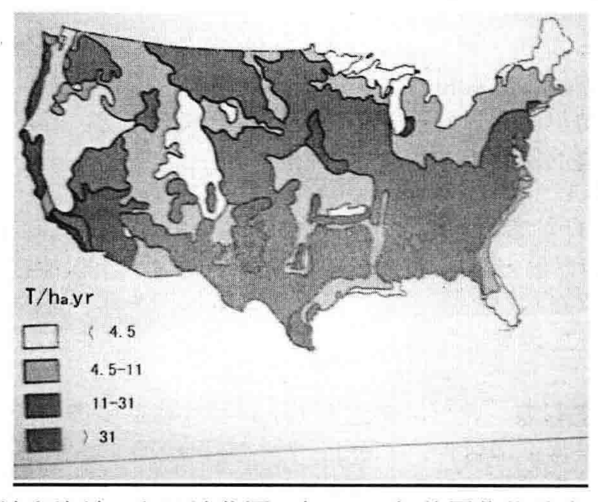


图 15.1 水蚀(片蚀和沟蚀) 和风蚀范围，在 1983 年美国作物地中，年平均土壤侵蚀量大于 11T/ha(5T/英亩)，并造成土壤生产力下降者[美国土壤保持局(1984)]

总钾量的损失见表 15.3，高于氮和磷，因为这一元素在土壤固体中存在总量通常很大，但通过侵蚀有效氮的损失量大于其两种元素. 这可能因为增施氮肥在土壤表面，表面可以大量受到径流和侵蚀流失。

表 15。3 估计侵蚀沉积的有效氮、磷、钾损失总量（千吨）

地区	氮		磷		钾	
	总量	有效	总量	有效	总量	有效
太平洋	100	18	29	0。6	1154	23

山地	176	32	64	1。3	2550	51
南部平原	512	94	101	2。0	3043	61
北部平原	2068	380	293	5。9	11711	234
湖泊	622	114	107	2。1	3643	73
玉米带	4361	802	624	12。5	24959	499
三角洲	478	88	141	2。8	4220	84
东南各卅	202	37	101	2。0	1007	20
阿帕拉契山各卅	676	124	169	3。4	3381	67
东北各卅	300	55	75	1。5	2252	45
总计	9494	1744	1704	34。1	57920	1158

[Layson 等收集的资料(1983)].

15.2 加速侵蚀的机制

水蚀是最普遍的地质现象之一。山丘的削平和平原、高原、谷地、河流冲积地以及三角洲的发展，大部分是起因于它。现在以沉积岩而出现的大量沉积物都是这样发生的。这种正常侵蚀量每年约 0。2- 0。5T/ha（0。1-0。2T/英亩），它进行缓慢，但坚持不懈。当侵蚀超过这一正常速度而变得非常有害时，就称为加速侵蚀，这是对农业具有特别有利害关系的水作用。

加速侵蚀有两步-是分离或松散的影响，它是准备工作，一是搬运，由漂流、滚动、拖曳、溅水所引起。冻融、流水和雨水冲击都是分离的主要作用力，雨滴溅水，特别是流水容易带走松土。在沟壑里大部分松散和切割是由于水的流动，但在较平滑的土壤表面，雨滴的冲积是大部分离的原因。

雨滴的影响

雨滴冲击有 3 种重要的影响(a) 它可分散土壤;(b) 它可冲击破坏团粒;(c) 在一定条件下，雨滴溅击影响明显的土壤搬运(图 15.2). 雨滴力量之大不仅能松散分离土壤团粒, 而且可将团粒打得粉碎, 在这样的锤击下, 表土的团聚体消失了, 这些分散物质干燥后, 也可能结成硬壳, 这样一层硬壳可防碍大粒种苗出土, 如豆类, 并且这也能助长以后降雨形成的径流.。

土壤搬运一溅击影响 在土壤搬运中, 径流水起着重要作用, 关于水的切割运载能力是众所周知的, 不需再多加讨论. 实际上, 对径流己经给了这么多的宣传, 以致公众把猛烈的降雨所造成的损失都说是径流所致.。

然而, 溅击搬运在一些情况下具有相当的重要性(见图 15.2). 对于易受到分散的土壤, 暴雨可以溅起 225T/ha 土壤, 这些雨使土粒升高 0.7m 并水平方向移动 1 一 2m. 在钭坡上或者正在刮风的时候, 溅击大大促使土壤的径流移迁, 这两种情况说明最后发生的总侵蚀.。

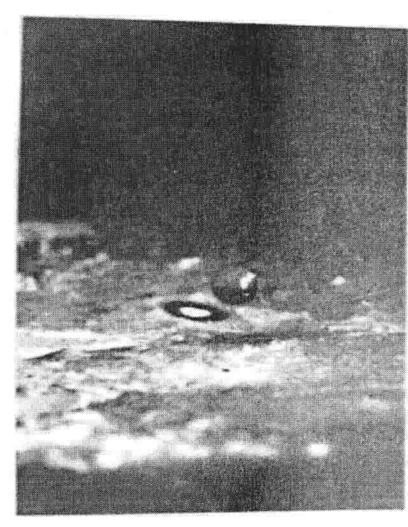
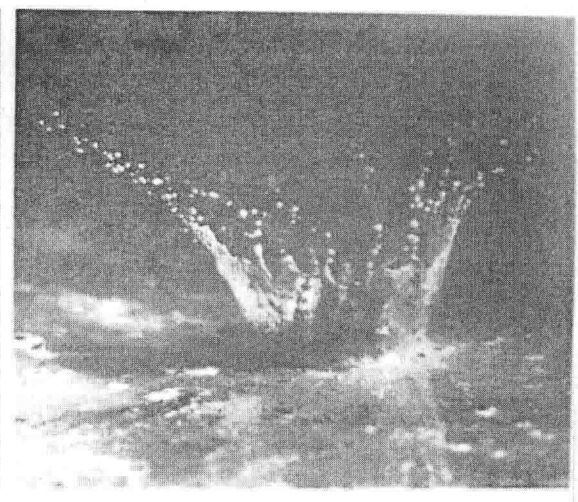



图 15.2 雨滴(左) 及其冲击湿润裸地产生的溅击(右.) 这样的雨滴冲击不仅破坏土壤团粒，助长片蚀和细沟侵蚀，还能加强溅击而引起的搬运. 地面覆盖如草皮将能大大防止这类侵蚀(照片由美国土壤保持局提供).

15.3 水侵蚀类型

通常认为有 3 种水蚀类型：片蚀，细沟侵蚀和沟蚀(见图 15.3)，片蚀是在斜坡上每个部位移动土壤多少一致的侵蚀，然而这种侵蚀类型经常伴以不规则分散小沟，特别是在新种植地和休闲的裸地上，这就是细沟侵蚀，细沟可以被耕作消除，可是危害已经发生，土壤已经流失.。

当流水体积进一步集中，就会形成大沟和深沟，是由于向下冲刷和两边切削而形成，这就是沟蚀.. 各种类型的侵蚀都可能是很严重的，片蚀和细沟侵蚀而引起的土壤损失虽然不很引人注意，但从大量土壤破坏上来看是很重要的. 美国作物区片蚀和细沟侵蚀度见图 15.4。

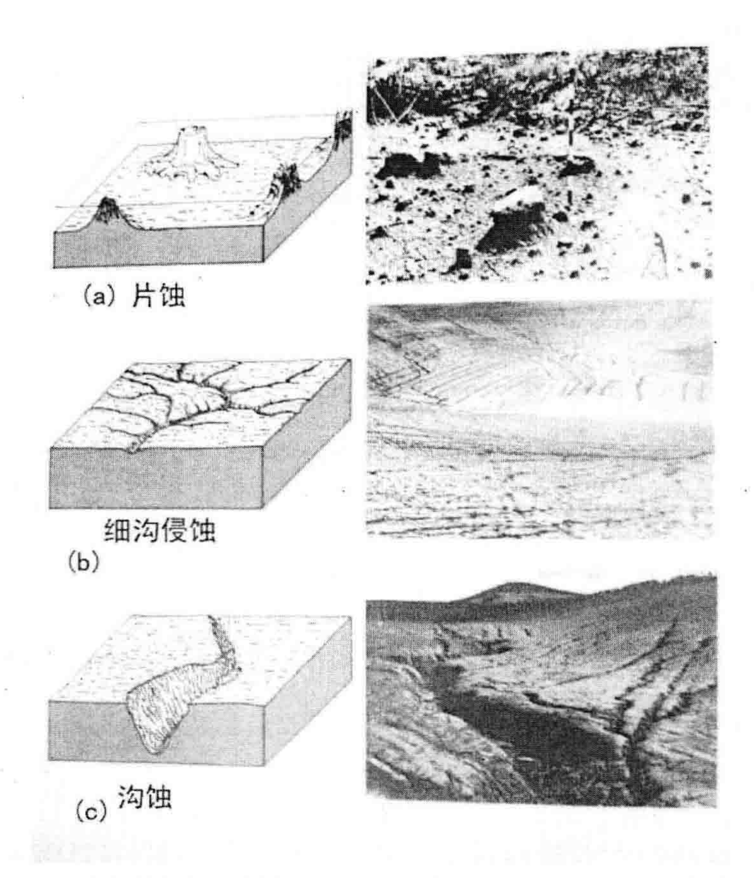


图 15.3.3 种主要类型侵蚀, 片蚀是相对一致的侵在整个土壤表面发生, 注意残留的石块和小鹅卵石是片蚀的证明, 细沟侵蚀是水集中在小沟(细沟) 随水带走土壤初始的侵蚀, 随着耕种可以侵蚀出细沟, 但它不一定发生土壤流失. 沟蚀增加了水道的深度, 它不是耕作引起的侵蚀, 虽然沟蚀看上去是大的灾害, 但土壤流失总量小于片蚀和细沟侵蚀.[图引自 FAO(1987) 照片由美国水土持局提供].

15.4 加速侵蚀的影响因素-般土壤流失方程式

数 10 年的研究结合上世纪来农民的实践已清楚地认识到加速侵蚀的作用因素, 这些因素包括在通用土壤流失方程式(USLE) 中.

A=RKLSCP

A, 每单位面积计算出的土壤流失量, 是下列各因子的乘积;

R=气候侵蚀度(降雨和经流);

K=土壤侵蚀度;

L=坡长

S=坡度或陡度

C=植被管理;

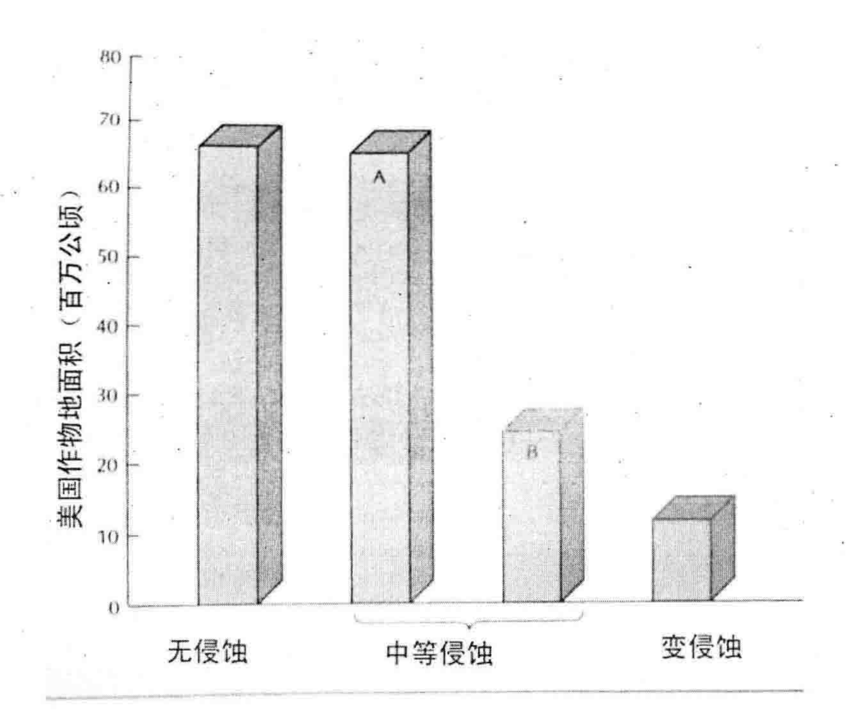


图 15.4.1982 年美国作物地水侵蚀分级公顷数,无侵蚀土地流失少于 11T/h(5T/ha) 作久许极限值处理, 中等侵蚀地, A 地将流失少于 11T/ha.Yr, 如果管理适当的话, 土地 B 流失可以多于 11T/ha.Yr, 即使是管理较好, 来自高士地的侵蚀是很高的, 因此, 在这一土壤上, 要建永久稳定的植被体系.[资料来自 Heimlich 和 Bius(1986)].

P=侵蚀控制措施;

这些因素一齐起作用, 决定着多少水分进入土壤, 多少水分跑掉, 以及移动方式和速度. 现简单讲述每种因素和对土壤侵蚀的影响程度, 说明如何控制土壤侵蚀.

15.5 降雨和径流因素

降雨和经流因素 R 是表示降雨和径流侵蚀力, 降雨有两项, 总降雨量和强度, 而后者往住更重, 对年降雨量高, 但每次降雨都很温顺, 发生的侵蚀就小; 相反, 年降雨量就高, 几次暴雨急剧的降临, 都会造成严重的灾害, 这些少次型的降雨, 会造成明显的侵蚀, 这是半干旱和干旱区经常发生的.。

降雨的季节分配, 在确定土壤侵蚀流失时也很重要, 例如, 在美国北部, 降雨和土壤径流是早春, 这时土壤仍在冰冻中, 可以造成少量的侵蚀, 但同样的径流在晚些时候的几个月份, 径流可以携带大量土壤, 甚至土壤流失可以造成裸露, 这些土壤特别脆弱, 这时苗床正在整理, 传统的耕作正在进行, 这时有些作物已经收获, 如玉米、 棉花、 大豆、糖甜菜和土豆。

这里的 R 因素, 有时称作降雨侵蚀指数, 它反映暴雨对侵蚀的影响, 各次降雨的总动能(反映强度和总降雨量), 即大于 30 分钟以上降雨平均降雨量和强度相加, 发生在一年间所有降雨的指数之和称作年降雨指数, 在运用通用气候土壤流失量方程时, 可用若干年指数平均。

美国降雨指数计算结果见图 15.5，注意，它们的变化从在西部地区的<20 到海湾各卅沿岸的>550。

15.6 土壤侵蚀度因素

土壤侵蚀度因素 K，表示当地土壤侵蚀度,K 给出土壤流失的指标是，单位坡长，坡度等于 9%,并连续耕作的土壤流失量，有两种重要的和密切相关的土壤性质影响着土壤侵蚀,(a) 入渗量,(b) 结构稳定性；特别是上部土层入渗量，受结构稳定性影响较大，此外，有机质含量，土壤质地和膨胀性粘粒的种类种和数量，土层厚度，结壳，不透水层的存在，都影响入渗量。

土壤团聚体的稳定性是影响侵蚀程度的另-种原因，即使发生径流，表面团粒对雨水冲击作用的抵抗力保护着土壤，铁铝含水氧化物高的一些热带粘土有显著的团粒稳定性，可以说这些土壤对暴雨有抵抗力；同样程度的暴雨在温带地区的粘土就会引起大的损害。

表 15.4 不同地点土壤计算的 K 值

土纲(亚纲)		地点	计算 K 值
湿淋溶土	敦刻尔克粉壤土	曰内瓦，纽约卅	0.69
湿淋溶土	基恩粉壤土	普斯维尔，俄亥俄卅	o.48
湿老成土	洛代壤土	布拉克斯保，弗吉尼亚卅	o.39
湿老成土	塞西尔砂粘壤土	沃特金斯维尔，佐治亚卅	0.36
湿软士	马歇尔粉壤土	克拉林达，衣阿华卅	0.33
湿淋溶土	黑格斯敦粉粘壤土	卅学院，宾亚法尼亚卅	0。31
干软土	奥斯汀粉土	坦普尔，得克萨斯卅	0。29
潮淋溶土	墨西哥粉壤土	麦克雷迪，密苏里卅	0。28
湿老成土	塞西尔砂壤土	克莱姆森，南卡罗来纳卅	0。28
湿老成土	塞西尔砂壤土	沃特金斯维尔，左治亚卅	0。23
湿老成土	蒂夫顿壤砂土	蒂夫顿，左治亚卅	0。10
淡始成土	巴斯。费拉格粉壤土	阿诺德，纽约卅	0。15
淋溶土		印尼	0。14
老成土		夏威夷岛	0。09
淋溶土		奈及利亚	0。06
氧化淋溶土		巴西	0。02
暗色土		奈及利亚	0。02
始成土		波多黎各岛	0。02

15.7 地形因素

地形因素,LS，反映坡长和坡度的影响，表 15.5 列出了选择的坡地特征数值,LS 是在坡度 9%,坡长 22m(72 英尺) 连续耕作大田中侵蚀流失土壤的速率坡度愈大，其它条件一致，侵蚀愈大，特别地变得似乎有更多的水发生径流，而且水的流速增大，假设水的流速为 2 倍，水的流量能达到 64 倍，流动携带的物质可达 32 倍，侵蚀力的总量可达 4 倍。

表 15.5 地形因素 LS，选择的几种坡长坡度组合

注意该因素隋坡长. 坡度百分数的增加而增大

	大约坡长(m)				
坡度%	15	30	45	60	90
2	0.16	0.20	0.23	0.25	0.28
4	0.30	0.40	0.47	0.53	0.62
6	0.48	0.67	0.82	0.95	1.17
8	0.70	0.99	1.21	1.41	1.72
10	0.97	1.37	1.68	1,94	2.37
12	1.28	1.80	2.21	2.55	3.13

[资料引自 Wischmeier 和 Smith(1978)]

坡长也很重因为顺坡面积的扩大，流水的浓度就大，例如，艾奥瓦东北研究 9%坡 2 倍的坡长，流失增加到 2.6 倍，径流水增加 1.8 倍，当然，坡的影响还受排水面积中地形的制约。

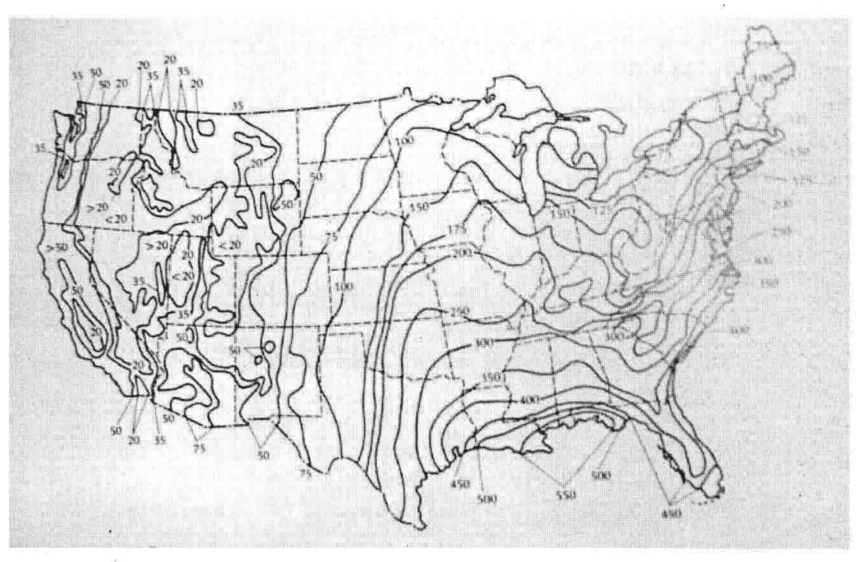


图 15.5 美国平均每年降雨侵蚀指数值，注意高值部分在东部，一般低值部分在西部[引自 Wischeier 和 Smith(1978)]

15 . 8 植被和管理因素

植被和管理因素 C 表示作物系统和管变化对土壤流失的影素响,C 是农民主要控制因素，森林和草原是熟知的最好的天然土壤保护物，而且两者大致相当，但饲料作物，豆科物和禾本科作物相对密度下的保护在后(表 15.6)，小粒作物如小麦，燕处中间保护力，能阻止表面侵蚀，行作作物象玉米，大豆和土豆，提供相对低的覆盖在作物生长阶段，因此能肋长侵蚀，些遭受侵蚀最大的是那些无作物生长和全部残落物翻入土壤的地面，留下残茬作为地面覆盖，对侵蚀的影响图解于图 15.6。

作物有不同的保持土壤覆盖的能力，应该强调轮作能减少土壤侵蚀的价值，包括密集

生长的牧草作物，在输作中条带种植能够控制径流和侵蚀，同样，利用所谓的”保护性耕作”系统，大部分作物余物留在土壤表面，能极大地减少侵蚀危害。

表 15.6 美国东部地区不同土地利用下的面积和大于 11T/ha..yr 的百分数．注意行作特别是大豆比率高

土地利用	土地面积(1000ha)	土地被水蚀大于11T/ha.yr 的%
作物地		
全部	167288	23.5
玉米	37832	33.6
大豆	24020	44.3
棉花	6713	33.6
小麦	28995	12.9
牧草	53846	10.0
放牧地	165183	11.0
森林		
放牧	24696	15.0
不放牧	124696	2.0

[引自美国农业部(1980)　　*11T/ha(5T/ha) 大于该水维持正常土壤产量非常困

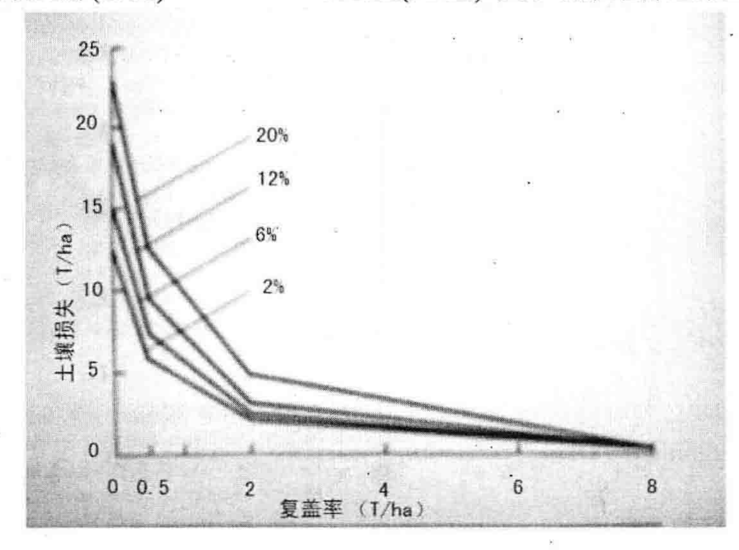


图 15。6 小麦楷覆盖率和土壤坡度对土壤侵蚀向影响，

注意即使在陡坡，侵蚀的冲击随土壤表面植被(覆 盖) 的增加而减弱．主要因为保护性耕作中，土壤上保持了植被.[引自 Lattanzi 等(1979)

特殊位置的 C 值取决于若干因素，包括作物和作物生长、 作物阶段、耕作和其他管理措施。

在技术上，土壤流失 C 值的大小，在大田条件下，问题出在清洁耕作和连续休闲，这一 C 值高时（接近丨）在土壤覆盖少时，如春季作物长成之前的裸露，它的 C 值低时（如

<0。1）是在有大量作物残落物留在土地或有高密度的森林。

C 值通常由有经验的科学家，根据一定面积上，作物植被和管理措施对土壤侵蚀的影响知识来计算。通过美国农业部土壤保持局办公室提供的实际值是可用的，收集样品的 C 值列于表 15。。7 中。注意土壤耕作系统结合土壤覆盖的巨大影响已得到证明，这一影响在图 15。7 可以看出，对侵蚀量大于 11T/ha。yr 的侵蚀预测，随侵蚀土地面积的增大而 C 值随之增大。

表 15.7 伊利诺州北部作管理或不同作物连作 C 值

注意耕作系统和保持土壤覆盖的支配作用其他地区稍有不同，但其原则是适用的.

作物连作	保护耕作		最少耕作		不耕	
	残茬留下	残茬带走	残余物水平 kg		残余物水平 Kg	
	458-907	908-1816	458-907	908-1816		
连作大豆(sb)	0.49	-	0.33	-	0.29	-
玉米连作(C)	0.37	0.47	0.31	0.07	0.09	0.06
C-Sb	0.43	0.49	0.32	0.12	0.29	0.06
C-C-Sb	0.40	047	0.31	0.12	0.290	0.06
C-C-Sb-G-M	0.20	0.24	0.18	0.09	0.14	0.05
C-Sb-G-M	0.16	0.24	0.15	0.09	0.14	0.05
C-C-C-M	0.12	0.16	0.13	0.08	0.09	0.04

*C=玉米　Sb=大豆　G=小粒谷物(小麦, 燕麦),　M=牧草

已经得到证明, 这一影响在图 15.7 可以看出, 对侵蚀量大于 11T/ha.yr 的侵蚀预则土地面积的增大而 C 值随之增大。

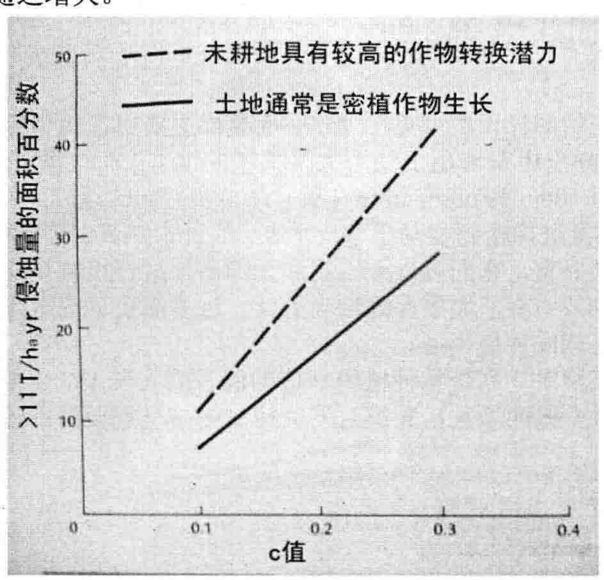


图 15。7C 值和面积百分数间的关系，该面积是美国受侵蚀率超过 11T/ha。yr 的土地面积。注意百分数随 C 因子的增大而上升。

[图引自 Pierce(1986)].



图 15.8 肯塔基卅大田的航片，这儿采用的带状种植的措施[美国土壤保持局].

15.9 支持措施因素

支持措施因素,P 反映了修建梯田，带状种植和其它支持因素;P 是在给定的支持措施下土壤流失速率，这一支持措施和上下坡耕种适应. 如果没有支持措施,P 因素是 1，在坡地，地面覆盖和作物管理提供的保护和其它必需措施就会帮助减缓径流，减少侵蚀. 这些支持措施(因素 P) 包括沿等高线耕作，等高线种植，梯田系统，草原水路和所有能够降低 P 因素的措施.

除了大田坡度适宜外，重要的是耕作横坡优于纵坡，这称作等高线耕作，在长坡可遭受到片蚀和沟蚀，田块按横坡线条状设置，相间一耕种，如玉米，土豆，间作牧草和小谷物，在条带状耕种的土地上，水不能达到过高流速，牧草和小谷物能控制径 流速度,，这种按排称作带状种植，它的这种以覆盖为基础对侵蚀的控制，现在受到普遍重视(见图 15.8)。

如横带的布置按照一定的等高线，这一系统称作等高线带状种植，带的宽度主要决定于坡度，土地的透水性和它的易侵蚀性,30-125m(100-400 英尺) 宽是一般情况，等高线带状种植常在田间布置有保护性引水沟和水路，当梯度高时、这些水路种植草皮(草皮水路)以防下部冲刷.

现在世界广泛应用的梯田类型见图 15.9，板凳梯主要用在相当完全地控制水径流时采用，如水稻土，宽基梯田更普遍用于使用大型机械的地方，在这里可对全部土地进行种植，槽状梯田用于梯度每 100m 为 50-65cm(6-8 英寸/100 英尺) 的地方，久许轻度但能控制的径流，径流水一般可以漫过梯槽到宽基学草皮水路，通过水路流向附近的溪河。

由于一些梯田低并宽，它们可以无困难和无障碍地进行机械耕作和收获，这些梯田废地少或无废地，而且效率高，如果保养恰当的话，这里需要草皮水路。这些类型的梯田或多或少地都可做成等高线种植类型。

不同坡度的等高线耕作和带状种植的 P 值的例子列入表 15。8 中，注意 P 值随坡度的增大和种植带的位置变低而增大，图解对侵蚀控制措施是重要的。注意梯田还可以降低 P 值。

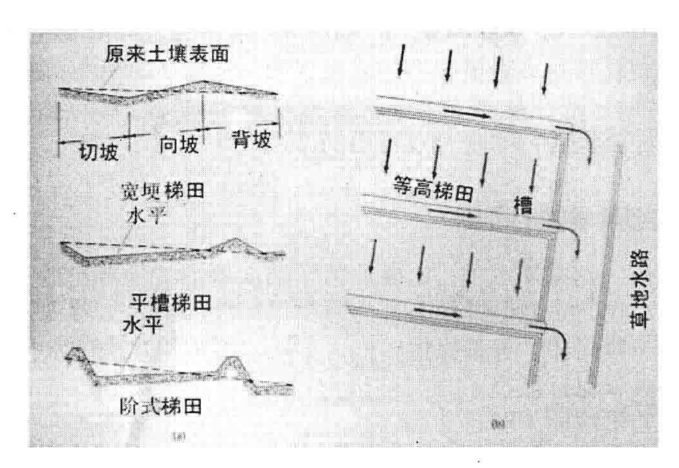


图 15。9（a）三种类型梯田在世界各地使用。，宽埂梯田可在整个梯田面种植，在美国广泛采用。平槽梯田可久许大量的水在土壤中运动而避免侵蚀。阶式梯田在地块保持大量的水，常用于水稻生产。（b）经流水从田地流向梯田槽，再流向草原水路进而流向沟河，控制示意图。

表 15.8 不同坡度梯田和带壮种植 P 因素和不同梯田亚因素的 P 值

坡度	梯田 P	带状种植	梯田次因素		
(%)	因素	P 因素	梯田间距(m)	出口封闭	出口开放
1-2	0.60	0.30	33	0.5	0.7
3-8	0.5	0.25	33-34	0.6	0.8
9-12	0.60	0.30	43-54	0.7	0.8
13-16	0.7	0.35	55-68	0.8	0.9
17-20	o.80	0.40	69—60	0.9	0.9
21-25	o.90	o.45	90	1.0	1.0

[梯田和带状种植引自 Wischmerer 和 Smith(1978), 梯田亚因素引自 F0ster 和 Highfill(1978)]

15.10 预测性土壤流失计算

假设土壤流失方程(USLE) 用来预测计算土壤流失在任何地点都是通用的, 假设例子的点艾奥华卅中心马歇尔粉壤土, 平均坡度 4%,平均坡长 30m(100 英尺), 进一步假设土地是清洁型耕作,并且其它如下: 从 图 15.5 中看出,R 因素在这一地点大约是 150, 艾奥华中心马歇尔粉壤土的 K 因素是 0.33(表 15.4), 该地形因素(LS) 从表 15.5 看出是 0.4,C 因素是 1.0, 这是因为无覆盖和其它管理措施, 无助于防侵蚀, 如果我们假设耕种是上下纵坡,P 值而且是 1.0 因此 USLE(A=RKLSCP) 可计算土壤流失预期为:

A=(150)(0.33)(0.40)(1.0)(1.0)=1.98T/ha 或 44.4T/ha

如果采用作物输作, 实行玉米-玉米-大豆-小麦-牧草, 和保护性耕作措施的采用, 由于大量残余物留在土壤表面, 在这样的条件下,C 因素可以减小到约 0.2, 同样, 耕作和种植采用等高线,P 值可降至约 0.5(表 15.8), 如果梯田布设有开放出口，P 就能进一步缩小至 0。4（0。5X0。8)，用这些数字进行计算，土壤流失就变成:

A=（150）（0。33）（0。400）（0。2）（0。4）=1。58T/英亩或 3。5T/ha。

这一良好覆盖和管理及支持措施的效果是很明显。数字的引用选择保证了土壤流失通用方程举例的实用性。在美国，恰当的因素值可以用于特定位置的侵蚀预测，来自美国土壤保持局办公室的因素值通常都是有效可用的。

15．11 片蚀和细沟侵蚀的控制

从以上各节看出，这是明显的, 如果片蚀和细沟侵蚀被保持在适宜水平, 那么一定达到三个目标：第一，我们必需促进尽量多的降雨尽可能的进入土壤水而非流走，第二，径流水的沉积负载（土壤固体）务必保持较低，第三，进入排水沟的水径流直接浓缩，从而让切削作用和沉积负载保持最小。

控制片蚀和细勾侵蚀的关键建立在以下因素，包括在土壤流失通用方程中，控制方法决定于降雨的特征，决定于土壤性质基础和决定于坡度与坡长。重视土壤表面和接近表面的植被覆盖实施是需要的，密集的作物生长，如牧草和小谷物能保证良好覆盖，特别是提供丰富养分的施肥、施石灰和厩肥。另外，机械的支持措施，如等高线耕作和带状种植，在坡地上持读优先采用。但是，或许减少片蚀和细沟侵蚀最有意义和相对有经验由方法是采用所谓的“保护性耕作” 措施，现在这是公认的。

15．12 保护性耕作措施

直到最近，传统的农业措施助长了过去广泛的耕作，大量的作物残茬用劈犁翻混入土壤，土壤表面进一步用园盘耙打成没有土块的苗床畦，再按行播种，中耕往往若干遍，进行杂草管理。因此，这种反复耕作，这就叫做大量耗能耗时，但更重要的，耕作之后直到第二年的作物生长足以提供地面覆盖前，留给土壤的是一种时时的威胁，这就意味着留下的土壤，在第二年春季来临前失去了保护，经流和侵蚀和压力非常之大。

在过去 20 年的发展中，在耕作措施上，发生了决定性激烈变化，第一，除草剂能够控制主要杂草，变得经济可行，减少了耕作的需要，有时甚至不耕作。第二，燃料价格戏据性的增加，迫使依靠拖拉机的农民去寻找减少耕作的方法。第三，公共环境的考虑，迫使重新评价土壤侵蚀这个水污染源。这三项的发展，促使农民采用减少耕作的方法，这能减少侵蚀，和传统耕作制度相比，减少了耕作的措施在社会上被称为保护性耕作，他和以上所说的传统耕作制度相反。

保护性耕作制度 表 15.9 列入了现代保护性耕作制度的一些特别操作内容, 研究它们, 注意包括耕作在内的传统耕作有三步：耕耙、作物种植、然后是用中耕机中耕。

保护性耕作制度的变化只是减少了过去的耕作或无耕制度，该制度久许直接种植在以前作物残茬中，按播种需要只采用局部耕作，图 15。10 可以看出劈犁作业和图示无耕制度，在其残茬有机覆盖保持在地上的无耕制度的播种。

保护性耕作的实质是保持一些作物残余物于土壤表面，田间大量研究看出，传统铧式犁耕作制度只留 1-5%作物残余物土壤覆盖，（表 15。10）减少了耕作制度。（例如松土机、园盘耙）一般留下 15-25%的土壤覆盖，无耕制度可以扩大到土地覆盖 50-100%，这些土地覆盖的不同，明显地影响了土壤侵蚀和径流。

表 15。9 不同的保护性耕作制度分类
所有制度只留下 30%作物残余物于地面

耕作制度	操作内容
不耕作	种前不挠动土壤(不秋耕)，种时,窄行播种，行距 2。5 一 7。5Cm，杂草控制主要用灭草剂。
垄耕（垄作）	种前不挠动土壤(不秋耕)，种时,垄背种植，垄高 10 一 15Cm，1/3 残茬留在两边或混合于土壤表层，除草剂和中耕控制杂草。
带状耕作	种前不挠动土壤(不秋耕)，种时,用旋耕机、凿士机等在播种行上窄浅松土，最多有 1/3 的土壤表面耕作。除草剂和中耕控制杂草。
覆盖耕作	从耕到种挠动土壤表面(秋耕),但最少有 1/3 植物残余物留在土壤表面或接近土壤表面，所用工具，象凿土机、田间中耕机、园盘耙、锄草铲（处理残茬、覆盖等）。除草剂、中耕控制杂草。
简化耕作	任何其他的耕作制度，要最少保持 30%的残茬留在地面。

表 15。10 内布拉斯加耕作制度对土地表面作物残余物覆盖百分数的影响(注意传统铧式犁耕作制度，提供了完全无覆盖，无耕和垄作(垄耕) 提供了最大覆盖)。

耕作制度	大田数	残余物覆盖大于以下百分数的大田百数			
		15%	20%	25%	30%
铧式犁耕作	33	3	0	0	0
凿土机耕作	20	40	15	5	0
园盘耙耕作	165	40	20	9	4
大田中耕机耕作	13	46	23	0	0
垄作（垄耕）	2	100	50	50	0
不耕	3	100	100	100	100
总计	236	36	18	9	4

[引自 Dickey 等(1987)]

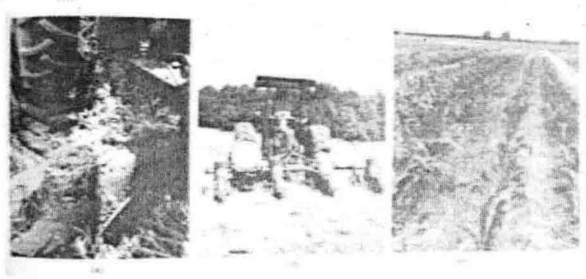


图 15.10 照片显示铧式犁和保护性耕作措施活动（a）劈犁足以翻起 15 一 20cm 上层土壤，覆盖的作物残余物带走留下裸露的土壤表面。相反，不耕系统，将作物残余物留在土壤表面，新作物种植在前茬作物残茬中。(b）佐治亚卅一农场在黑麦茬中正在种植玉米，园盘耙穿过黑麦茬间留下开口，玉米种在里面。(C）照片显示小麦茬田种植玉米，和利用除草剂控制杂草。[（a）美国农业部国家耕作实验站提供。(b)、(C）美国农业部土壤保持局提供]。

径流和侵蚀的控制 自从保护性耕作开始，成千个田块试验看出，这些耕作制度结果少了大量的土壤侵蚀较经验的传统耕作方法。表面径流也能减少，虽然和土壤侵蚀减少的判断还有些差别。

获得典型结果列入图 15。11，最小耕作（园盘耙、松土机）及不耕作试验很少侵蚀和大量减少的径流和传统秋季耕作地的比较，保护性耕作的实际作用是明显的。

保护性耕作所以需要部分地决定于作物生长的土壤侵蚀势，表 15。11 的测定就可看出这一点，注意该土壤有高的和很高的侵蚀势，传统耕作测定的土壤流失量 2 一 4 倍于保护性耕作，土壤生产力能够保持允许流失是被认为是 11。2T/ha，相反，不耕制度的采用，土壤流失即使在具有较高侵蚀的土壤，测定值也远远低于允许极限。

表 15。11 指明，保护性耕作制度还能极大地减少总氮量的流失，土壤细粒部分首先被侵蚀携带，这些细粒含有大量的氮，对磷似乎不被注意。

影响作物产量 保护性耕作制度，一般提供的产量等于或大于传统耕作制度，可以防治土壤排水不良，可用化学药品控制杂草的生长，在排水良好田块获得的典型效果见图 15。12，长期试验显示保护性耕作制度比传统耕作制度高产。

表 15。11 三种耕作制度对每年土壤和氮流失影响的测定值，作物为大豆一玉米和玉米一大豆，每种生长作物的土壤具有不同的侵蚀势。

侵蚀势	土壤流失（T/ha）			氮流失（Kg/ha）		
	铧式犁	园盘耙	不耕	铧式犁	园盘耙	不耕
大豆后种玉米						
	（4%覆盖）	（26%）	（76%）	（4%覆盖）	（26%）	（76%）
低（1/2T）	5.6	1.9	0.2	11.4	5.6	2.8
中（1T）	11.2	3.7	0.3	18.9	8.7	3.2
高(2T)	22.4	7.5	0.6	31.9	14.1	3.9
极高(4T)	44.8	14.9	1.2	54.5	23.4	5.2
玉米后种大豆						
	(2%覆盖)	(14%)	(42%)	(2%覆盖)	(14%)	(42%)
低(1/2T)	6.2	3.4	0.8	4.4	2.9	1.5
中(1T)	12.4	6.8	1.7	7.5	4.9	2.1
高(2T)	24.8	13.6	3.4	13.0	8.2	3.2
极高(4T)	49.5	27.2	6.7	22.6	14.1	5.1

T=土壤流失允许值 11.2T/ha(5T/英亩)

在排水受限的土壤上，保护性耕作比传统性耕作有时产量差（图 15。12)，低产的原

因在保护性耕作地块春季土壤温度低，和一些植物的发病率，这些都发生在土壤水分有些多的条件下，这些又是这些地块的特征，而且在湿土中一些杂草多是个问题，和啮齿动物在过多残余物的地方数量多，这些限制降低了保护性耕在排水不良的土壤中的效应，似乎对长期采用保护性耕作措施是个限制。

影响土壤性质 保护性耕作对土壤性质有不同的影响，这取决个别系统的选择，不耕系统保护性较高的土壤地面覆盖，会造成土壤性质的很大变化，特别是对上层几厘米的土壤影响。

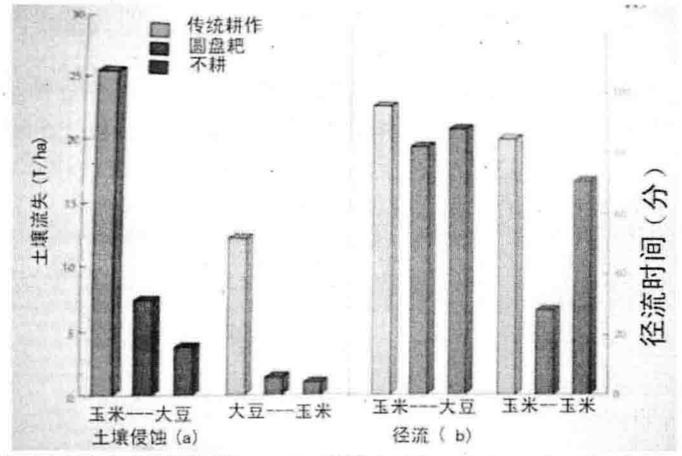


图 15.11 耕作对侵蚀和径流的影响, 伊利诺伊卅, 玉米一大豆, 大豆一玉米。土壤流失在保护性耕作措施中明显减少, 园盘耙系统径流时间减少, 对玉米一玉米者。土壤为典型粘化湿软土亚类（卡特里粉壤）5%坡度，上下坡，早春试验。[资料引自 Oschwald 和 Siemens(1976)。

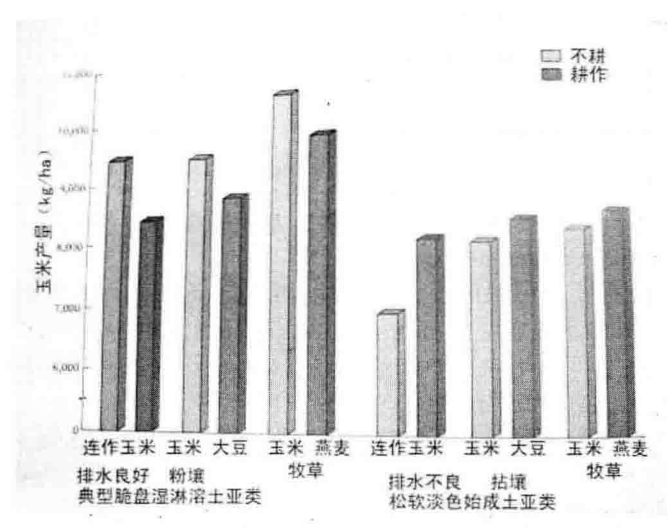


图 15。12 在排水良好和排水不良土壤，不同轮作下的耕作制度对产量的影响，不耕在排水良好的土壤表现较优，在排水不良的土壤表现较差。[资料来自 Van.Dorn 等(1976)]。

影响物理性质 不耕的地块通常土壤水分高一些，特别是剖面上部高于传统耕作地块，这可能是由于增加了不耕制度的水分渗透和减少了蒸发损失，这是任何残余物的覆盖地块

的特点。

不耕制度往往让表层更坚实，有较高的容重和较低的总孔隙度（图 15。13），但是水分渗透进土壤较高，是因为有机残余物预防土壤表层雨滴的冲击作用。

不耕作条件下，高的水分含量常使和它有联系的土壤孔隙中氧的水平降低，会带来土壤局部土夷通气不良，但不耕作地块上部几厘米土壤生物的数量通常较高，这是因为，表层有机质含量高.。在不耕的土壤中高的土壤水还会影响土壤温度，特别是排水不良的土壤在春季，这就是由于采用不耕措施的低温限制种子发芽，在冷温带能减少产量。

土壤不耕制种植若干年，可大大提高上层 3-5Cm 有机质的含量和传统耕作相比较(15。14)，结果，团聚体的稳定性，抗结壳在不耕土壤会增加。

保护性耕作对土壤性质的作用不同，是由于表面覆盖度高，结果保护性耕作措施，如残茬覆盖农业，耕一种和垄种，这些耕作制度对土壤性质的影响处在不耕作和传统耕作之间。

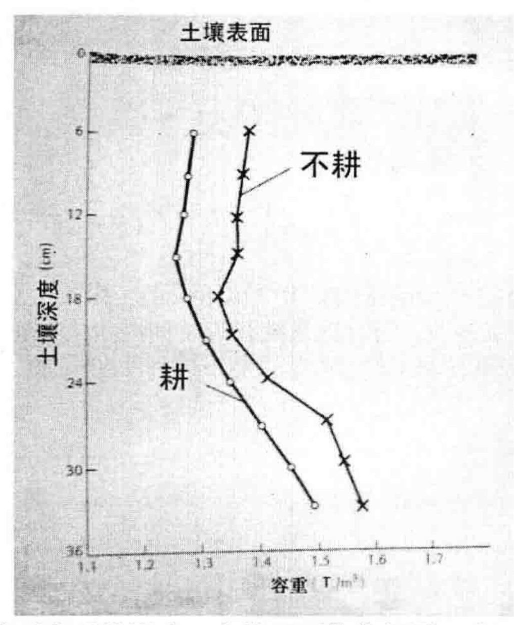


图 15。13 土壤耕作对容重的影响，土壤已无作物裸露 6 年，不耕作下部容重较高，测定在收获前[资料来自 Soane 和 Pidgeon(1975)].。

化学性质 已经谈到，不耕作方法，大量地增加不耕土壤上部几厘米土壤有机质含量，需要大量土壤微生物去分解表层残余物，而且还能促使土壤养分矿化的停止。图 15。15 高的土壤水分和低的氧气水平众所周知能够促进数倍的反硝化作用完成，这样有时由于不耕会造成硝酸根离子的大量淋洗，这种气体损失应该给于关心。

对氮肥的反殃，也受土壤氮反应的影响，利用耕作制度能促进这种反应，在一些情况下，在无耕制度低施氮肥水平产量的增加小于传统制度，这可能因为在无耕制度表层中微生物分解有机质中氮的停止。但在高氮供应下，氮肥反映就远大于施用量小者，也大于传统的“犁地即耕作” 制度的利用。

在湿润区，发现能够大量减小土壤PH，特别是上层(见图 15.4)，而且一些 PH 值的降低非常明显，由于残落物的分解会造成土壤的酸度，表面施用氮肥大部分也会造成土壤酸度的形成，这些酸度需要考虑施用石灰物质于土壤中.。

不耕作对土壤物理和化学性质二者的影响对土壤表面不同作物残余物覆盖占有很大

百分数的地区明显性是很小的，同样，一些影响是不值注意的在半湿润和半干旱地区，和高湿度地区相比。不耕作还有一些影响取决于作物的换茬，高残余物的作物，如玉米比含有残余物少的作物如大豆、棉花、土豆和糖甜菜的作用要明显得多。

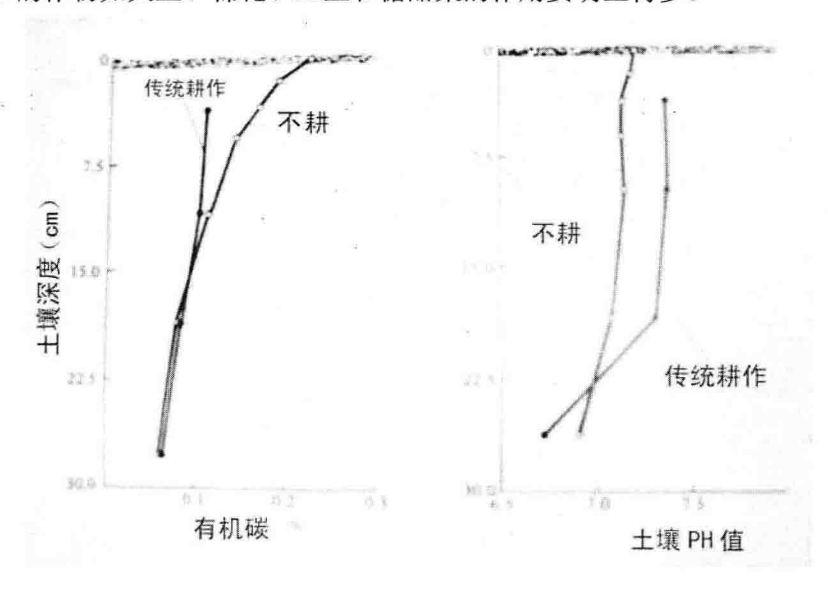


图 15。14。19 年不耕和传统耕作对土壤有机碳含量和 PH 值的影响，土壤为典型脆盘湿淋溶土(伍斯特粉壤土)，保持有机残余物接近土壤表面(不耕) 增加土壤上部 10cm 有机质含量, 但降低上部土层 20cmpH 质, 低 PH 值可能是由于有机质的硝化作用增高所致.。[引自 Dich(1982)]

对生物的影响_要留下大部分作物残余物在或接近地表, 这就促使表层几厘米大量的微生物数量增高, 而且动物的数量最小耕作地块和传统耕地比较通常也高(表 15.13), 蚯蚓的数目在不耕作地块高, 可能考虑是因为最小耕作的采用, 土壤容易水分渗透引起。

劳动和能量需要 农民选择保护性耕作措施向主要原因是劳动和能量需要量低，而且时间和能量的节省也决定着保护性耕作制度的选择。一些研究证明，采用保护性耕作措施可以砍去大量的劳动需求，由于采用保护性耕作措施大大减少了通过田间的次数，低劳动成本也是必然的，同样减少机械需要在保护性耕作中，也必然会减少劳动成本。

在保护性耕作中，然料消耗也明显低，相比较需要水平只是传统耕作的三分之一到一半，即使使用大量的除草剂工作也需要一定能量去控制杂草，在保护性耕作系统中，但大多数情况下的保护性耕作制度需要的总能量少于传统性耕作。

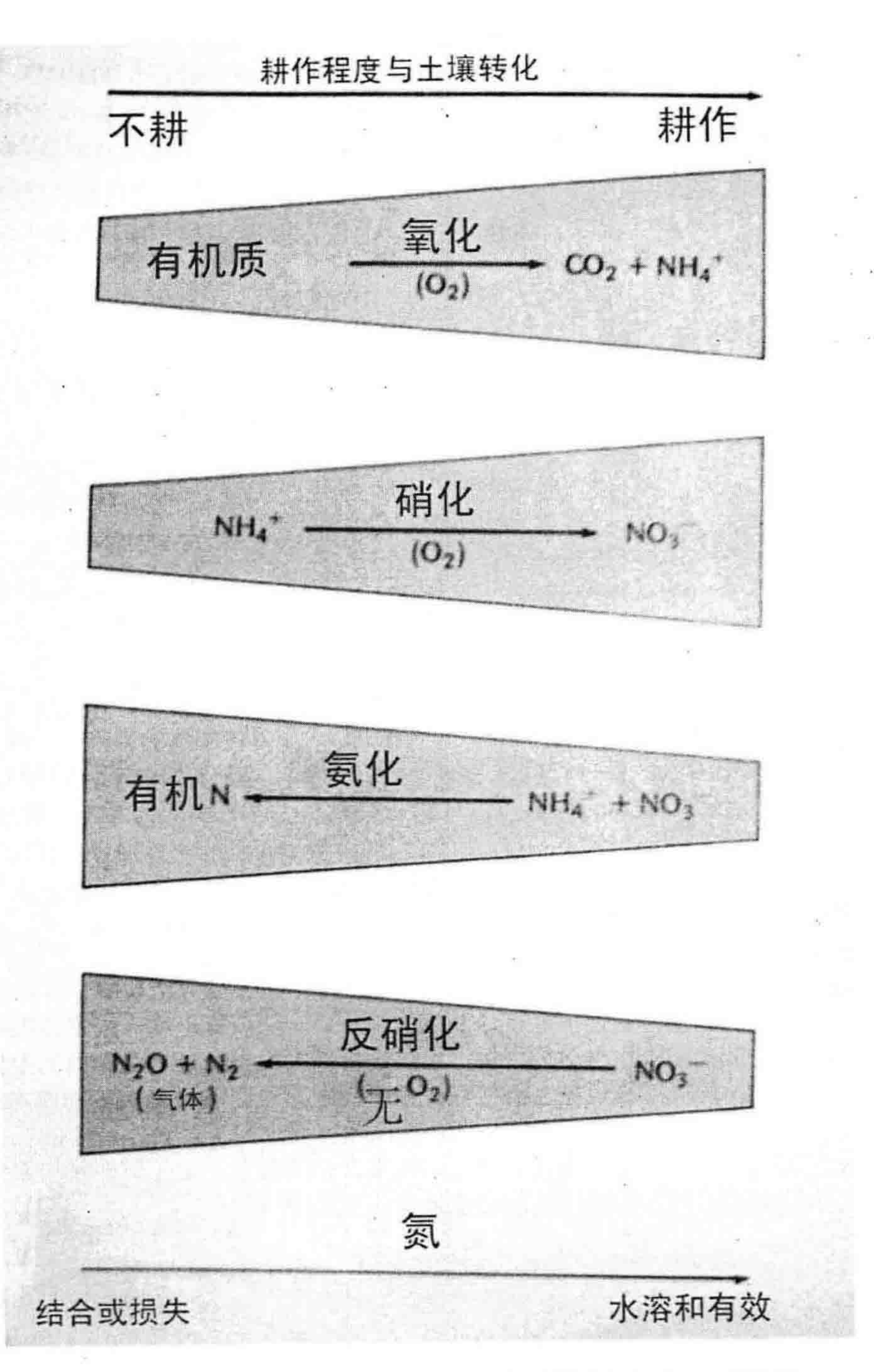


图 15。15 不耕和传统耕作条件下土壤中氮反应差异图解比较，不耕作土壤透气性比传统耕作差一些。[引自 Doran(1982)]

表15.13传统耕作和不耕系统对土壤动物数量和重量的影响(除线虫外所有生物在不耕土壤较丰富

生物	数量		干重	
	传统	不耕	传统	不耕
线虫	3008	2473	344	252
小节足动物	49430	95488	135	343
大节肢动物	14	78	7	44
蚯蚓	149	967	3129	20307

[引自 Hendrix 等(1986)].

表 15.14.1986 年一些保护性耕作类型使用的土地面积(见图 15.23, 国家的每个区).

区	保护性耕作		
	公顷(百万)	英亩(亿)	耕作百分数
玉米带	13.6	33.7	43
阿巴拉契亚	2.4	6.0	40
东北	1.4	3.5	40
山区	3.3	8.2	36
北部平原	9.6	23.6	36
密歇根卅	3.4	8.4	27
南部平原	0.9	2.3	21
太平洋	1.1	2.6	19
三角洲	1.1	2.6	15
美国总计	39.5	97.5	33

可能的进一步扩大 保护性耕措施在美国的推广已经 20 年了, 在 1965 年这一措施的采用只占耕地的 2 — 3%, 1979 年这个数字上升到 20%和 1986 年上升至 33%, 在美国保护性耕作各区的利用见表 15.14.。

这一进一步扩大的趋势在持续, 到 2000 年保护性耕作将会达到约 75%占国家耕地, 保护性耕作措施这样快速地扩大面积将有助于土壤侵蚀问题的解决。

基于这一点, 水的片蚀和细沟侵蚀是很重要的, 土壤流失的发生主要是由于这些过程, 但是在一些地区, 沟蚀也是相当重要的, 它的这一破坏性将会进一步受到我们的重视。

15.13 沟蚀

小沟（细沟）被认为开始是作用不大的, 但快速进入大沟, 会加快吞食土地, 心土的暴露和增加, 主要决定于片蚀和细沟侵蚀（见图 15。3), 如果量少可以进行耕作和种植牧草。

当沟蚀很活泼以致不能控制并沟较小时, 用腐烂的厩肥和楷秆筑坝, 每隔 5 — 7m 是很有效的, 这样坝更加牢固, 即沿着坝做个铁丝网带网住, 大沟处的小沟可耕起来, 种

上并保持固定性草皮，大沟就变成了草场水路，成功的侵蚀控制系统有着广阔前景(见图15.8).

对于很大的沟，要做水泥坝或石坝这是成功的措施。坝上沉积的大部分沉积物慢慢淤积。利用半固定控制坝，渡槽，铺砌水道这些都是推荐可以采用的在不同情况下，很遗憾，如果说这些工程的前景是广阔的，那么它的成本可以超过收益或甚至超过土地的利用价质。

15．14 风蚀的重要性和控制

风蚀虽然一般发生在干旱和半干旱区，但是也普遍发生在湿润气候区，这实际是个气候干旱现象，因此就产生了水分问题。各种土壤和土壤物质都受到影响，有时它们的更细部分被刮到很高飞扬到几百英里以外。

1934 年 5 月，西堪萨斯卅、得克萨斯卅和俄克拉何马卅和科罗拉多卅、新墨西哥卅邻近部分发生的大尘暴，以粉末状的碎屑、粉、粘和有机物质，刮到了大西洋海岸，甚至刮到了几百英里以外的大西洋上空。这样的活动不是个新现象，在所有的地质年代是很普遍的，在美国和其它国家，直到现在这种狂风扬起的风沉积黄土对农业也是很重要（见图 2。18）。

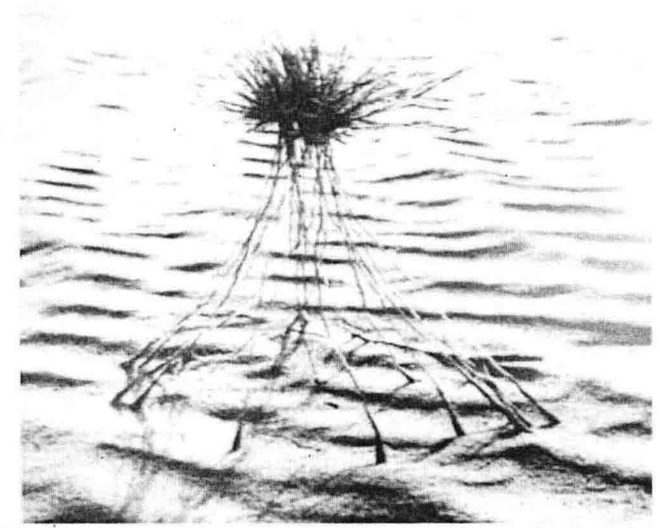


图 15.16 风蚀的破坏作用，在尼日城风蚀将土壤吹去，砂草暴露出来。

风蚀的破坏作用往往是很严重的，不仅土地丧失了最肥沃的土壤，而且作物不是被刮走，就是留下由于根暴露而死亡（图 15。6）或被刮来向碎屑物质淹没. 在 1982 年在美国，被蚀力移动的土壤中，有 37%是被风蚀移动的. 美国 12%的陆地多少受到过风蚀的作用，一 8%受到中等侵蚀,2 一 3%受到较大的侵蚀，从图 15.17 看出美国四个地区相应的风蚀.

在大平原的六个卅，风蚀超过水蚀，在这些卅的风蚀见图 15.18，耕地的错误管理和草原区过度放牧造成保持力的降低极大地加重了风蚀. 在干旱年，如经验所表明的，结果一直是悲惨的.

虽然大部分损害限于低降雨区，一些严重风蚀都发生在湿润地区，砂丘移动就是很好的例子. 农业更重要的砂土和泥炭土，已耕作多年，还经常受到风的作用，这些土壤分散极细的表层被风吹干后，极易受到风蚀。

对风蚀的关注不只局艰在美国，它是世界性的问题，俄罗斯大面积遭到严重风蚀，造

成土壤生产力和作物产量连续降低，同样最近几年，非洲次撒哈拉沙漠大面积受到极坏的风蚀危害，过度放牧和脆弱土地在干旱和半干旱区利用失误，给当地数百万人们带来了饥饿和不幸. 水蚀和风蚀还威胁着人类衣食生产力。

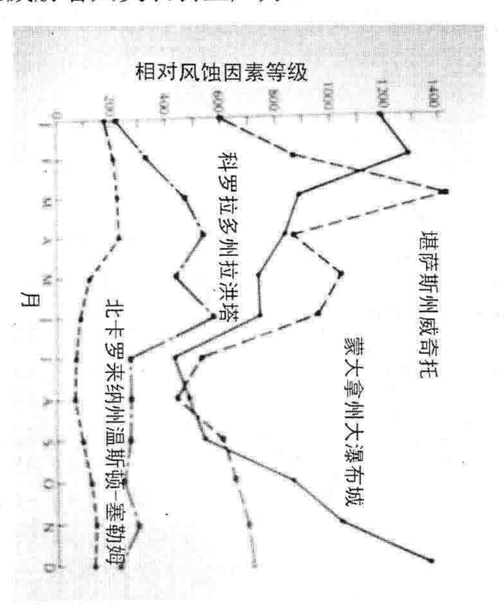


图 15.17 美国四个地方的风蚀相对大小的月变化.可以看出在卡罗来纳卅温斯顿塞勒姆很少土壤运动，这不仅因为风小，而且因为土壤水分含量可能高.[引自 Skidmore 和 Woodruft(1968)].

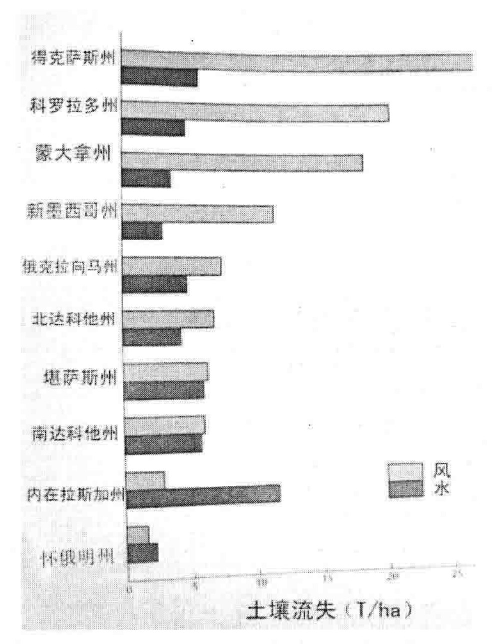


图 15.18 每年平均 10 个大平原卅耕地风蚀和水蚀量,8 个卅风蚀超过水蚀，特别是得克萨斯卅,科罗拉多卅，蒙大拿卅和新墨西哥卅.[引自美国农业部(1986)].

风蚀的机制 正如水蚀情况一样，因风的运动引起土壤流失包括两个过程:（a）剥离。

（b）搬运。风掀起磨削作用引起细小的土壤从团粒或土块剥离开。当风满载土粒的时候，它的磨蚀作用就大大增加。这些迅速移动的土粒的冲击把另一些土粒从土块和团聚体里搬走，这些土粒现在就随时处于行将运动的状态了。

一旦这些土粒从原先的位置分离出来，它们有几种方式发生搬运，首先是最重的蹦跳搬运或土壤沿地表作短距离连续跳跃移动，土粒蹦跳时仍靠近地表，很少升到 30Cm 以上，根据情况，这一过程可占总移动土壤的 50 一 70%。

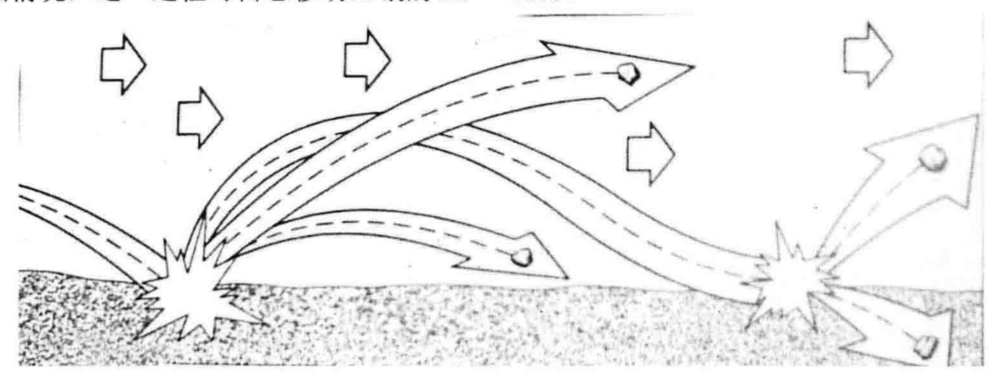


图 15。19 中等大小颗粒（直径 2。5-3。75mm）沿土壤表面的蹦跳过程，撞击另一部分土壤颗粒随着运动，它们悬浮在空气中可以携带很远距离，通过风对转移的小小促进。[引自 Hughes(1980)].

蹦跳也助长了土壤的滑动或顺着较大的颗粒表面旋转和滑行, 蹦跳搬运的颗粒打击大的团粒, 并加速它们沿表面的运动, 土壤滑动可占总移动的 5-25%.

搬运土粒最惊人的方式是悬浮运动, 在这里细微的砂粒般大小和更小的尘粒与地面平行和朝上运动. 虽然其中一些搬运不到几米高, 但风的狂暴作用终合引起其他尘粒朝上搬运到许多公里外的大气中, 横刮几百公里远. 这些颗粒只有当风平息和降水时它们才会回到地上来. 虽然悬浮是明显的搬运方式, 但是它们很少占总量的 40%以上, 通常不到 15%.

影响风蚀的因素

对于风蚀的敏感肯定是与土壤水分含量有关. 湿润的土壤不会被风吹走. 在风蚀发生以前, 土壤水分常被干热风降到蔫萎点以下(图 15.20).

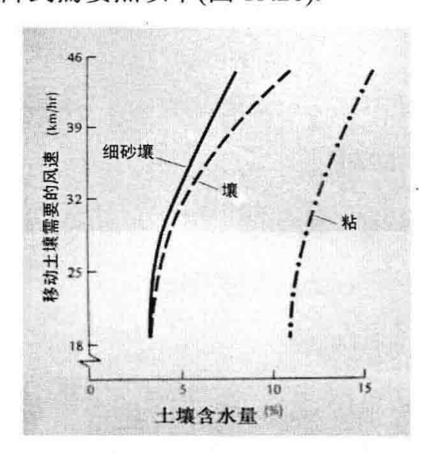


图 15.20 土壤水分和土壤质地对移动土壤需要的风速的影响, 土壤水分和土壤质地在确定对风蚀的土壤敏感性中起着意义重大的作用.[Bisal 和 Hsiek 重绘图(1966)].

影响风蚀的其它因素(a) 风速和狂暴程度,(b) 土壤表面状况.(c) 土壤特征.(d) 植物的性质和方位, 显而易见, 风运动的速度, 特别是比平均速度大的一些阵风, 会影响风蚀. 试验表明, 需要风速大约 20km/hr(12 英里) 的风速才能引起土壤移动. 较大的风速土壤移动和风速的立方成正比. 因此, 当风速达到每小时 30km 时, 被风搬走的土壤数量迅速上升.

风的狂暴程度也会影响大气的搬运能力. 虽然风本身对刮起细土有某直接影响, 但是被风带起耒的土粒, 对于那些尚未分离的土粒的冲击可能更为重要.

土壤表面粒造不平的地方风蚀不那么励害, 这种粗糙的地面, 可通过耕作的办法使大的土块和土脊留在土壤表面. 留下残茬覆盖也许是降低风运土壤损失的更有效的方法.

除水分外, 影响风蚀的其它几个土壤特征是:(a) 干土块和团聚体的机械稳定性.(b) 稳定的土壤结皮.(c) 容重和可蚀土壤表面的大小, 土块对干风所携带的土粒的磨蚀作用有抵抗力. 如果由前次降水引起的土壤结皮存在的话, 它就能抵抗冲击而不致恶化. 在这里粘粒, 有机质等胶结物质的重要性是明显的. 砂土具有较小的这种胶结物质, 是易于风蚀的.

直径约为 0.1mm 颗粒和团聚体易受风蚀, 再大些或再小些的颗粒对移动就不那么敏感. 因此细砂土对风蚀非常敏感, 大约 o.1 毫米大小的颗粒在一定程度上影响那些大一些或小些颗粒运动. 蹦跳的意思是最易受风蚀颗粒, 在较大的颗粒上面, 蹦跳引起表面滑动, 和较小相互跳跃的尘粒就形成了悬浮.

植被和残茬覆盖会减少风蚀危害, 特别是植物的行向与盛行风的方向垂直效果更好. 这就有效地对风的运动提供了障碍. 另外植物根有助于固定土壤, 使它不易受风的损害.

风蚀方程式 和水的片蚀, 细沟侵蚀一样, 风蚀方程式(Wee) 可以表达如下:

E=f(ICKLV)

(E) 是单位面积侵蚀潜在量, (f) 是土壤侵蚀性(I) 的函数,(C) 为当地风蚀的气候因素,(K) 为土壤表面粗糙度,(L) 为大田开阔度,(V) 植被量, 这些若干因素的影响, 图解于图 15.21. 虽然风和土壤特性通常超出了农场的控制, 但是其它因素还是可以通过选择耕作措施来控制.

风蚀的控制 这一风蚀因素方程式给出了减力风蚀方法的线索, 很明显, 如果土壤保持湿润, 风蚀危害就会很小, 植被也能阻档土壤风蚀, 特别是稳定性良好的植物根系, 在干旱农业区, 完善的水土保持措施在某些土地需要夏季休闲, 而干热风则降低土表水分, 因此在这些地区的耕地上必需实施其它方法.

保护性耕作措施, 在 15.12 节已作讨论, 早在用于控制风蚀之前被广泛用于控制水蚀措施, 保持土壤表面粗糙和保持植被, 可以通过适宜的耕作措施来完成, 当然, 植物应很好固定住土壤, 以防被风吹走. 残茬覆盖看来实现这一目的是有效的.

耕作提供大块的表面条件应于盛行风向呈直角, 同样等高线种植, 等高间作种植和休闲 地都应和风向垂直. 防护林带(图 15.22) 之类的屏障在短距离内降低风速和土壤漂移是有效的。

在湿润区, 对砂土, 砂壤和耕作泥炭土各种防护措施都可用防治风蚀, 防风性强的草和灌木特别有效. 栅栏、粗麻布幔作为风障虽不如树木有效，但也受人欢迎，因为当作物和耕种措施变化时，它们可以从个地方搬到另一个地方去。有时在泥炭地上，将黑麦种植在横越大田的窄行上来防风，所有这些防风手段，无论是干旱区或湿润区，无论是生物的还是机械的措施，都和广义的水分控制问题有密切关系。

15.15 土壤损失量的许可量。

任何量的土壤损失通常认为都是无益的，但多年的大田实践和科学研究出，有一些损

失是可容忍。美国土壤保持局的科学家通过和其他发达国家土地人士合作试验的土壤损失量极限，称作 T 值，对于国家的耕作土壤大多数可用。土壤损失许可量（T 一值）被认为是水、风蚀相加的最大量。它是对于一定的土壤在不降低长期土壤生产力的条下，这是可能的，通过对所有土壤的充分研究去获得精确 T 值，但是土壤流失方程通过多年的实践经验的磨合，通过了土壤科学家的土壤科学评价，它有可能成为广泛应用于土壤的价值。

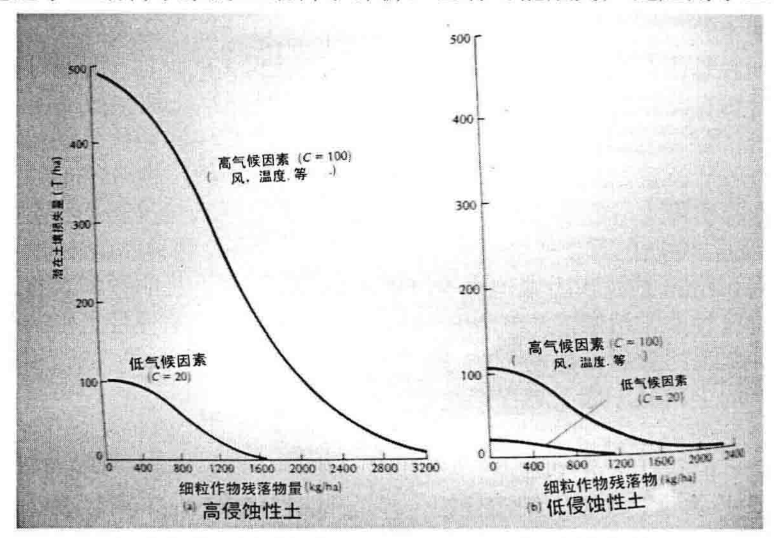


图 15.21 细粒作物残余物对高侵蚀性土壤(a) 和低侵蚀性土壤(b) 潜在侵蚀量的影响,强干热风和高温助长侵蚀, 特别是对高风蚀性特征土壤, 表面残余物往往有助控制风蚀.[Skidmore 和 Siddoway(1978)].

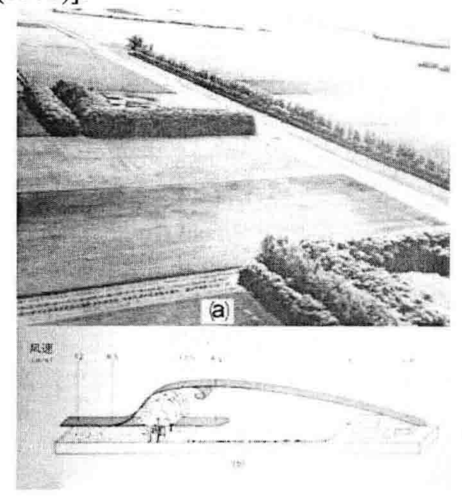


图 15。22（a）灌木和乔木组成良好的防风林并增加了北科他卅的农场的美观,(b) 防风林对风速的影响, 风沿树冠向上转向并向下流动直至到达终点. 在背风处风速进一步降低, 影响范围为树高的 20 倍.[(a) 引自美国农业部土壤保持局,(b) 引自粮农组织(1987)].

对于美国土壤 T 值通常变化范围是 5-11T/ha，这取决于土壤的质量和管理因素，包括

土壤深度、有机质含量、水利用控制措施，目前，11T/ha 的最大 T 值对于美国大多数的土壤，许多具有较低的值。

美国得出的土壤侵蚀 T 一值，在其他一些地区特别是热带地区利用要小心，在一些热带地区土壤，养分提供能力在心土层是低的，因为这些侵蚀土壤心土层变成了耕层，这些热带区深层土壤 T 值可以高于美国。

这是重要的在气候得到控制的地方，现时的 T 值可能要增大或减小，对深层有效根区的土壤，现时的 11T/ha 的 T 值 可能太低，一些科学家认为，例如根深 200cm 的土壤 T 值 15 甚至 20T/ha 可能是可以的，但是考虑到其他不但是土壤生产力，土壤侵蚀沉积影响下的环境质量，包括下游利用水的水质，这些科学家认为现时的 T 值有些过高，在任何情况下，T 值的概念是有用的，如果没有其他原因，而 T 值概念的焦点是要考虑减少土壤侵蚀的实际方法。

土壤生产力的保持

土壤流失允许值(T) 的概念，设及土壤生产力的减低，在当土壤侵蚀流失超过允许值水平时.1982 年美国的非联邦土地土壤生产力下降的有约 116 万公顷(286 万英亩)，百分之四十的土地侵蚀量超达 T 和约 23%的土地两倍(2T) 允许值，耕地侵蚀量超过 T 的美国不同区见图 15.23，这很明显，在控制下还在带来过量流失量的发展。

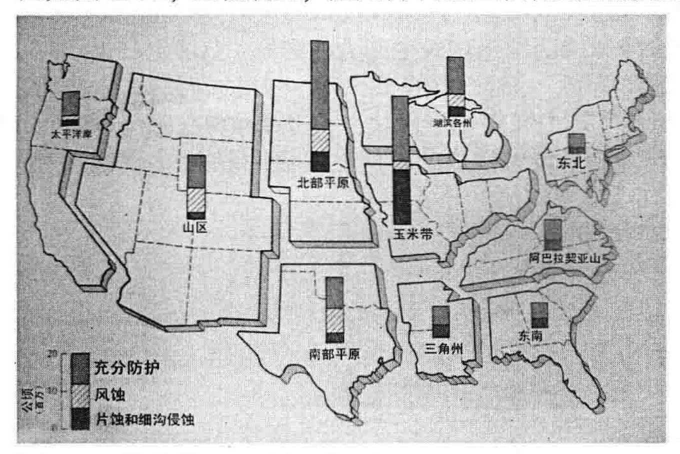


图 15.23 耕地的百万公顷数，它们是遭受风蚀和水蚀超过允许值(T) 的，在美国主要的不同农业区[引自美国农业部(1987)].

最后的影响关于土壤侵蚀流失对土壤生产力决定于土壤性质，如土壤深度和渗透性，如图 15.24 所示，深厚，管理良好和排水良好的土壤可以不流失，作物生产力甚至可以容忍一些侵蚀，相反，侵蚀来自浅薄，排水不良的土壤，土壤生产力可带来快速降低.

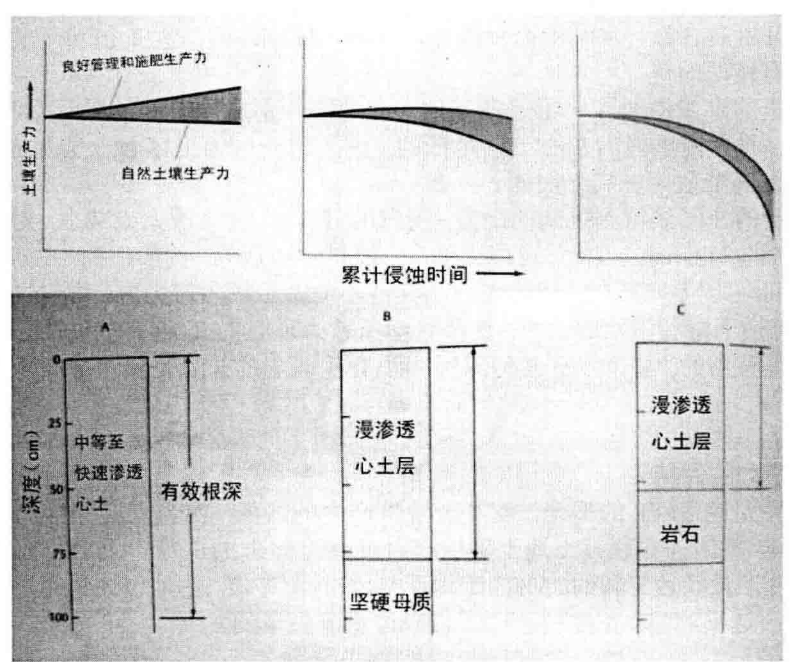


图 15.24 侵蚀时间对三种不同深度和渗透性土壤对生产力的影响，土壤生产力实际上随时间而增大，是因为好的管理措施和施肥，尽管一些自然土壤，随侵蚀而造成生产力下降. 由于土壤 C 薄，和阻碍渗透，因此生产力随侵蚀下降快，好的管理和施肥可以防止下降，土壤 B 厚度加渗透性中等，生产力由于侵蚀造成的降低也较轻，很明显，侵蚀对生产力的影响是受土壤特征影响的.

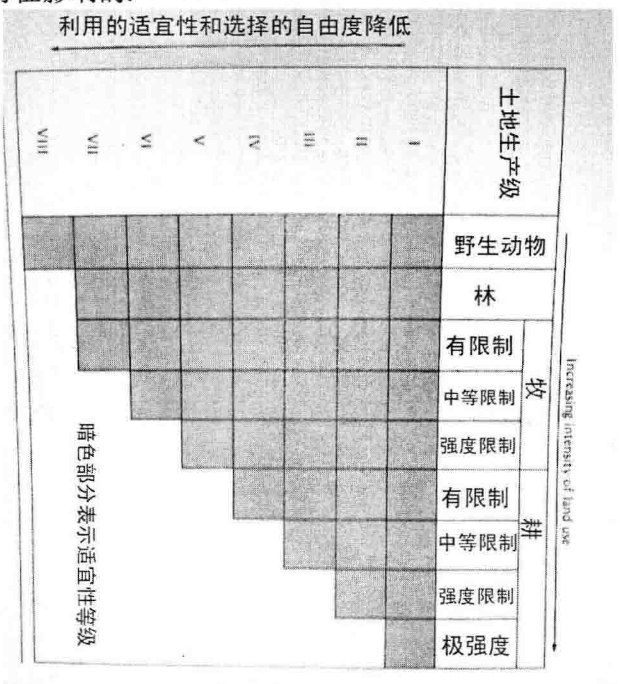


图 15.25 每种土地生产力潜力级安全利用集约度，注意从 I 级至 VIII 级土地，土地安全

利用的限制性增加。[引自 Hockensmith 和 Steele(1949)]

15.16 土壤生产力分级

3.13 节已经讨论过美国农业部开发土地生产潜力分级系统，该系统对调查许多用途土壤的适宜利用是有用的，特别是在确定最小土壤侵蚀措施是有帮肋的.

在这一分类系统中共建立 8 个土地生产潜力级,I 级是最小易受侵蚀影响的,VIII 级是最大易受侵蚀影响的，从图 15.25 看出，能够适宜集约化的生产潜力级的每块土地，是能够避免侵蚀的危害，现简要描述它们的特征，并将每个生产力级的安全用途讨论如下:

I 级，该级土地的土壤基本没有利用限制. 它们可以是集约化耕地，牧草地，林地和野生动物保护地，这些土壤深厚并排水良好和土地接近水平(图 16.26), I 级土地不论自然肥力或特征，通过作物施肥能促进良好获报。

I 级

土壤不仅需要而且要细心实施作物管理措施去保持它们的生产潜力. 良好的管理需要施用化肥，石灰，返还厩肥与作物残余物包括绿肥.

II 级

II 级地土壤限制因素，作物选择要求中等保护措施，集约化程度降低，种植制度 II 级地和 I 级地利用相比，如果同样的作物种植制度,II 级地要求有一些保护性措施.

II 级地的土壤利用可以受 1 个或多个因素的限制，如(a) 平缓坡度,(b) 中等侵蚀危害,(c) 不太深的土壤厚度,(d) 不够理想的土壤结构和耕性,(e) 轻到中度碱性和盐性条件，和(f) 有些排水阻碍.

管理措施要求 II 级地土壤，包括梯田，带状种植，等高线耕作，轻作包括牧草和豆科及长草的水路(见 15.8 节)，另外，细心的管理措施对 I 级地，一般对 II 级地也要求.

III 级

III 级地土壤有严重限制，降低了种植选择或要求特殊的保护性措施或二者兼有，生长的作物可以相同于 II 级地和 I 级地土壤，但是提供土壤覆盖的作物如草类和豆科需要在轮作中具有较大比重. 行播作物土地利用的数量受到严重限制.

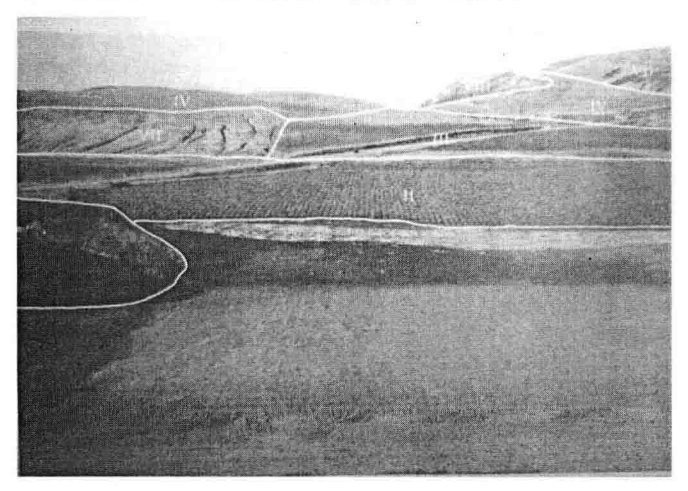


图 15.26 一些土地生产潜力分级，在加利福尼亚州圣马托县，从该范围看出，前面接近水平的土地是 I 级地，它可以是集约化耕地，丘陵旁边侵蚀较重是 VII 级和 VIII 级地，虽然

在这里强调了地形和侵蚀的严重性，在这应该记住另一个因素一排水，岩性，干旱性，也是限制土壤利用和帮助判断土地生产潜力的因素[照片由美国农业部土壤保持局提供].

III 级地土壤利用的限制因素如(a) 中等坡度,(b) 高侵蚀危害,(c) 极低的水分渗透性,(d) 薄的深度和受限的根区,(e) 持水量低(f) 低的肥力,(g) 中度的碱性或盐性，和(h) 不稳定的土壤结构.

III 级地土壤常要求专门的保护措施，其方法是要考虑 II 级地采用的保护性措施，经常地和作物品种限制相组合. 在排水不良面的面积也要采用陶管或其他的排水系统.

IV 级

IV 级地土壤可以用作栽培作物，但在作物选择上有许多限制因素，而且细心的管理是需要的. 土壤利用的变化比 III 级地受到更大限制，密植作物的应用需要扩大，行播作物在大多数情况下不能有安全保障，作物的选择受过湿和侵蚀危害厂的限制.

IV 级地土壤的限制因素包括,(a) 陡坡,(b) 易受严重侵蚀,(c) 过去经过严重侵蚀,(d) 土壤簿,(e) 低的持水量,(f) 不良排水和(g) 严重 的碱性和盐性. 土壤保护性措施需要更经常地采用 III 级地，而且需要经常和作物选择限制相组合.

V 级

,V 级土地土壤一般不适宜用作耕地. 这些 V 级地土壤安全利用限制受侵蚀外的其他因素的限制，其限制因素有(a) 经常的河流泛烂,(b) 作物生长季节太短,(c) 石头和岩石土壤,(d) 低洼地，此地排水不易. 通常作为牧草地，可以改良这一级土地.

VI 级

VI 级地土壤有极大的限制，大部分用作草场，放牧地，林地和野生动物放养地，限制因素同 V 级地，但限制性更强.

VII 级

VII 级地土壤有严重限制因素. 用作草场，林地，野生动物放养地条件都受限，生产限制如同 VI 级，条件之差除非改良后，用作草场是不现实的.

VIII 级

VIII 级地的土壤不能用于任何一种商业植物生产，土地利用再改良受限，作为野生动物放养地，水源涵养地或休养地. 土种或土地类型在 VIII 级地中包括砂滩，河流冲积物和裸岩.

亚级

每个土地潜力级下再分亚级，每个亚级的农业利用有相同种类的主要限制因素，这些亚级有 4 个种类的限制因素,(e) 侵蚀危害,(w) 过湿，排水或泛烂,(s) 根区限制,(c) 气候限制. 因此，看到土壤 III(e) 就表明级 III 是由于受侵蚀的危害.

美国土地利用潜力

在 1977 年美国农业部为美国做了全国性的土壤和水土保持普查(美国农业部,1981)，这次普查包括土地生产潜力分类的资料，图 15.27 是来自这一普查资料的摘录

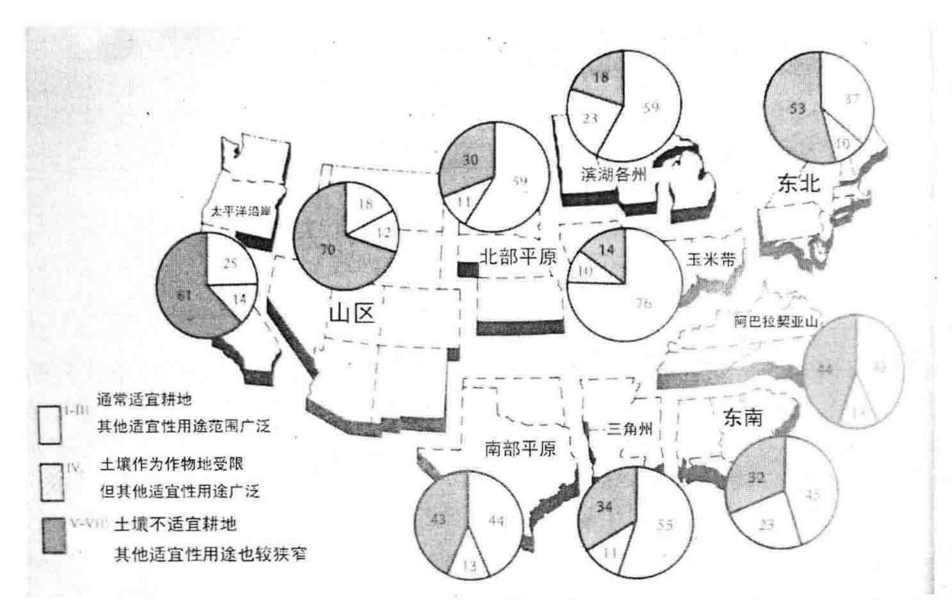


图 15.27 美国全部作物生产区土地生产潜力分级 I-VIII 级各占百分数[美国农业部(1987)].

美国的土地约有44%(248万ha) 适宜一般耕地(分级I,II和III级), 另外有!3%(76万ha)土地为较差耕地, 其余土地主要适宜草地和林地, 并大部分是利用现状.

土地分类方案说明了土壤调查的实际应用, 土壤调查者在图上勾绘的许多土壤范围是着眼土壤最安全和最长远的利用. 这 8 类生产潜力等级已成为农业计划的起点, 对千百万美国农民是有用的.

15.17 美国的保持措施

资金投入支持 多年来, 美国农民受到了稳定的资金支持并利用保护措施, 这些措施的采用帮助减少了侵蚀损失, 从表 15.15 中资料可以看出, 每个侵蚀控制措施的采用产生的减少侵蚀损失的大小, 大部分情况是 11T/ha.yr 是最大的土壤流失允许极限值(T 值).

平均侵蚀率(T/ha)			
无	支持前	支持后	
导流	429	49(22)	25(11)
梯田	1754	32(14)	11(5)
稳定长久覆盖	10315	27(12)	8(3)
最小耕作	119	22(10)	9(3)
改良的长久覆盖	6978	18(8)	8(3)
带状种植	172	18(8)	11(5)

表 15.16 土地总侵蚀百分数, 在单位公顷不同的侵蚀率和在土地资金投入支持不同比例条件下(很庆幸, 资金投入支持的大部分获得了最少的侵蚀危害.

侵蚀损失范围 (T/ha.yr)	总侵蚀损失百分数	资金支持措施侵蚀百分数
0-11	2	52
11-31	14	27
>31	84	21

[引自美国农业部(1980)].

表 15.16 资料有些不安，但是，是因为它们看出比较小的资金支持在美国预防比较高的侵蚀，每年流失面积高于 30T/ha 土壤流失面积总面积的 84%只有 21%的资金支持，它们发现政策指令的变化导致侵蚀控制受到很高的侵蚀，它们也证明，保护性处理在美国只是很少部分耕，很遗憾，草场，放牧地，林地和耕地实际保护性处理地还很不够.

15.18 结论

径流和侵蚀损失，特别是那些农用土地，对作物产量和长期土壤生产力具有深远影响，侵蚀损失的发生有世界的广泛性，并且不仅危害流的土壤，而且更严重的是危害下游河流，水库，水渠和居民供水厂.

片蚀和细沟侵蚀损失，在半干旱区和湿润区最为重要，在半干旱区和干旱区风蚀实际较高，对这两种类型的侵蚀来用土壤覆盖和植被在土壤表面附近的所谓护性耕作就能控制土壤和侵蚀损失.

一些实践，如选择性的保护性耕作，在美国已经增加到耕地的约 1/3，保护性耕作制度对于土壤和水保护措施的发展具有现代重要意义。

思考题:

15.1.小溪相对地自由保持土壤沉积，即使在适度地中重的降雨量后。这告诉你关于流域运送泥沙供给这条小溪的什么条件?[答案：降雨条件，土壤沉积,说明分水岭水土冲刷补给.已径受到侵蚀。当流水体积进一步集中，就会形成大沟和深沟，是由于向下冲刷和两边切削而形成，这就是沟蚀.. 各种类型的侵蚀都可能是很严重的，片蚀和细沟侵蚀而引起的土壤损失虽然不很引人注意，但从大量土壤破坏上来看是很重要的. 美国作物区片蚀和细沟侵蚀度见图 15.4。**[中重的降雨量后，小溪冲刷扩大]** 。

15.2，如果您想拍摄片状和细沟侵蚀的照片，您何处会去？风侵蚀呢？(答案:略)。

15.3. 为 什么 侵蚀势力大减,如果土壤中有大量残留在其表面上? (答案：略)。

15.4 位于中央密苏里州有墨西哥粉壤土、倾斜大约 6%和 45 米的成斜坡长度。 如果土壤接受常规耕作，并且庄稼被种植为上下行，什么是土壤损失流失率由侵蚀预测在吨每英亩？ 在 Mg/ha ？ [答案:A=RKLSCP　R 约=550（查图）K=0.28　LS=0.82　c=1 P 带状=0.25A=550.0.28.0.82.1.0.25=31.68T/ha]

15.5，如果保护性(极少耕作)耕种在大田使用了,用问题 4 的描述，玉米生长与残茬(1000kg/ha) 留在土壤表面面，并且土地是条播，是多少期望的土壤侵蚀损失(吨/英亩和 Mg/ha) ？(接上题 A/=RKLSCP=550.0.28.0.82.0.07.0.25=2.21T/ha*最少耕作，玉米连作,1000kg/ha,c=0.07)

15.6. 为什么是最少耕作的(和相关保护性耕作措施)特征能预防对相对地最低水径流和土壤侵蚀？(答案：略)。

15.7 玉米出产量在一些明尼苏达土壤不是很高,保护耕与常规耕种．什么是这些土壤的可能的特征?并且为什么您认为玉米产量低？(答案：略)。

15.8 最小耕作措施就某一土壤 15 年,跟附近的田块(同一类型的土壤)，实行传统的耕作措施比较,15 年后可能这些[两块地]的土壤性质是什么[有什么不同]．(答案：略)。

15..9 风力侵蚀很多土壤沉积,比得上水蚀,侵蚀面积是多少在美国?您如何最佳能控制这风力侵蚀？(答案：略)。

15.10 少量应用氮肥对表面,免耕法种植玉米生产低产增加,高于相比同等数量的氮添加到附近常规耕作(同土)．你是怎样考虑这种差别[这种差别是什么]？(答案：略)。

15.11 侵蚀损失为某一土壤是约 0.5T/ha 每年,大约 20 年,仍然庄稼生产力在这土壤在 20 年以后,比它是有些高于生产开始时。 什么是这土壤的可能的特征和怎么您考虑增加的土壤生产力，即使有侵蚀损失？[答案：侵蚀量不大，保护性耕作所以需要部分地决定于作物生长的土壤侵蚀势，表 15。11 的测定就可看出这一点，注意该土壤有高的和很高的侵蚀势，传统耕作测定的土壤流失量 2 一 4 倍于保护性耕作，土壤生产力能够保持允许流失是被认为是 11。2T/ha，相反，不耕制度的采用，土壤流失即使在具有较高侵蚀的土壤，测定值也远远低于允许极限。对于美国土壤 T 值通常变化范围是 5-11T/ha，这取决于土壤的质量和管理因素，包括土壤深度、有机质含量、水利用控制措施，目前，11T/ha 的最大 T 值对于美国大多数的土壤，许多具有较低的值。

美国得出的土壤侵蚀 T 一值, 在其他一些地区特别是热带地区利用要小心, 在一些热带地区土壤, 养分提供能力在心土层是低的, 因为这些侵蚀土壤心土层变成了耕层, 这些热带区深层土壤 T 值可以高于美国。

这是重要的在气候得到控制的地方, 现时的 T 值可能要增大或减小, 对深层有效根区的土壤, 现时的 11T/ha 的 T 值 可能太低, 一些科学家认为, 例如根深 200cm 的土壤 T 值 15 甚至 20T/ha 可能是可以的, 但是考虑到其他不但是土壤生产力, 土壤侵蚀沉积影响下的环境质量, 包括下游利用水的水质, 这些科学家认为现时的 T 值有些过高, 在任何情况下, T 值的概念是有用的, 如果没有其他原因, 而 T 值概念的焦点是要考虑减少土壤侵蚀的实际方法。]

第十六章　肥料和肥料管理

虽然广泛使用牲畜厩肥根据农业记载可以追踪到很遥远的过去，但广泛地使用化学肥料却是近百年之事。目前肥料对许多土壤已成为经济上的需要，任何无机盐，如硝酸铵或有机物质如尿素能用于提供植物营养，提高作物产量的物质都被认为是商品肥料。

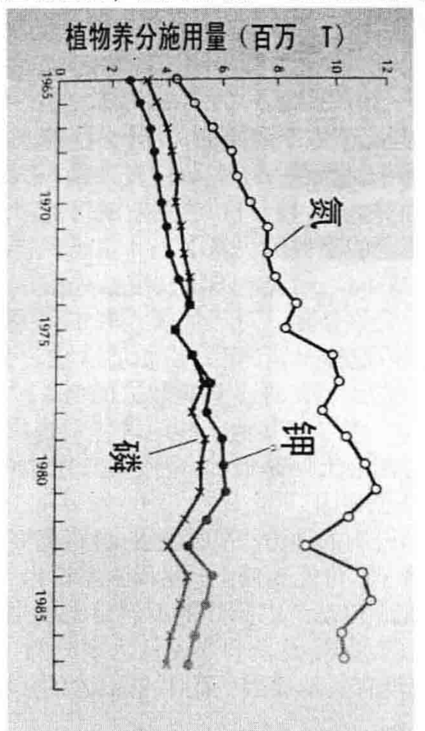


图 16.1 美国肥料消费三要素养分含量 1965—1987 年，氮迅速增加每年从 1960 年，但消费的总肥料量在减少从 1980 年是因为粮食产量过剩。注意肥料磷和钾常规地表示为氧化型，虽然它们实际地以化合物存在各种肥料中。[引自 Hargett 等(1987)]

16.1 肥料要素

至少有 14 种必需元素，包括 6 种微量元素，植物要从土壤获得。有两种微量营养元素钙和镁，在缺乏这两种元素的地区可施用石灰，虽然石灰不经常作为肥料，但它能起到营养的作用。硫是作为施用的商品肥料，特别在硫从大气返回土壤较少的地区。另外三种大量元素氮、磷和钾是普遍使用的商品肥料，因此常称为肥料三要素。

美国过去 20 年使用氮、磷、钾的量如图 16.1 所示。注意氮肥的使用从 1965 年至 1981 年明显增加，从那以后由于粮食生产过剩而肥料使用量下降。含有这三种元素的每种肥料作一般讨沦，每种肥料较重要的显著特征一定要记住，首先从无机氮肥肥源开始。

16.2 无机氮肥

概论 供给肥料氮的无机物有许多，见表 16.1，它们的含氮量范围很广，从 8%的多磷

酸铵到82%的液氨。

表 16.1 无机氮肥

肥料名称	化学式	来源	含氮近似值(%)
硝酸钠	$NaNO_3$	智利硝和人工合成	16
硝酸钾	KNO_3	人工合成	13
硫酸铵	$(NH_4)_2SO_4$	人工合成、焦炭和煤气副产品	21
硝酸铵	NH_4NO_3	人工合成	33
硝酸钙	$CaNO_3$	人工合成	15
硝酸钙和硝酸铵石	NH_4NO_3 和白云石	人工合成	20
尿素	$Co(NH_2)_2$	人工合成	45—46
石灰氮	$CaCN_2$	人工合成	22
液氨	NH_3 液体	人工合成	82
氨水	稀 NH_4OH	人工合成	20—25
含氮溶液	NH_4NO_3+尿素水液	人工合成	28—32
磷酸一	$NH_4H_2PO_4$(为主)	人工合成	11(48%P_2O_5)
磷酸二铵	$(NH_4)_2HPO_4$	人工合成	21(53%P_2O_5)
多磷酸铵	$(NH_4)_3HP_2O_7$		
	$NH_4H_2PO_4$	人工合成	12—15(60—62%P_2O_5)
	$(NH_4)_3H_2P_3O_{10}$		

表 16.1 列出的物质有一共同点，它们都是用大气氮开始合成生产的，因此生产的这些化合物有效氮的量不受任何意识的限制。其次合成氮肥需要的能量极高，通常远远超过其它肥料生产的需要，这样的高能需求迫使人们生产和利用氮肥的主要依据是利用效率。

氨和它的溶液 氨气是由元素氢和氮在高温和高压与适当催化剂条件下形成的。

$N_2+3H_2 \rightarrow 2NH_3$

天然气是氢的来源，而大气是氮的来源。通过这一反应形成的氨是表 16.1 中所列任何肥料中单位氮最不贵的化合物。另外,NH_3 的氮肥使用量在美国超过其它任何氮肥(16.2)。

表 16.2 美国 1987 年消耗的肥料和总营养含量(以千吨计)

氮肥	营养	磷肥	营养	
	N		p_2O_5	P
氨	3498(主要是液氨)	磷酸二铵	1346	588
含氮溶液	1728	浓缩重过磷酸钙	272	119
尿素	1303	磷酸溶液	26	11
磷酸二铵	527	钾肥	K_2O_5	K
硝酸铵	517	氯化钾	2715	2253

硫酸氨	121	硫酸钾	31	26

[引自 Hargett 等(1987)]

NH_3 气的利用最少有三仲方式，它可以在一定压力下为液氨。生产的这些大量液氨可以作为单独物质直接施用，一部分氨气可溶解于水，生产 NH_4OH(氨水)，氨水可以用作一些液体肥料的生产或直接施入土壤。氨气还可以用作生产其它无机氮肥。细心研究图 16.2 将可帮助建立起氨和用它合成获得的肥料间的关系，这些肥料将在下面作简要介绍：

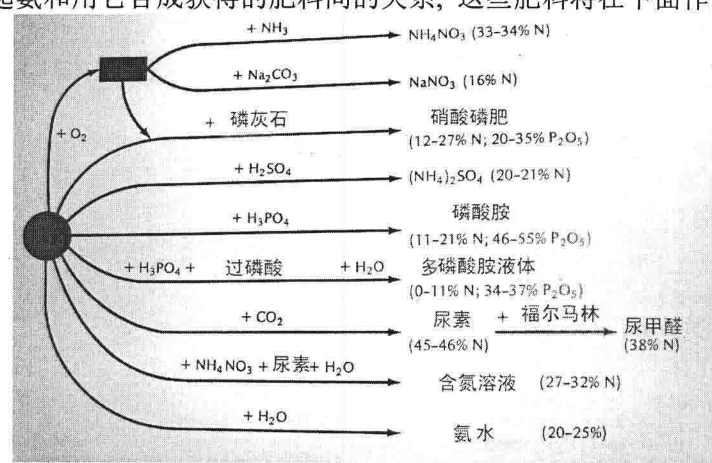


图 16.2 如何由氨合成各种含氮肥料的，这一氨气可以从炼焦副产品获得，更大量地，是用元素氢和氮直接合成。近年来，氨和其它合成材料提供了我们的大部分氮肥。

含氮溶液 次于液氨，无压力氮溶液，是美国广泛使用的氮，它们主要是由尿素和销铵溶解于水生产,含氮量 28—32。因为它们不需要压力，这些含氮溶液保管安全和易于直接施入土壤。它们也可以与土壤和液态肥料混合施用。

尿素 尿素$[Co(NH_2)_2]$ 是另一个重要的合成肥料，含氮量 45%,这种肥料的利用在明显不断增加，它也是世界上广泛应用的氮肥，尿素在土壤中易水成碳铵：

尿素酶

$[Co(N_2)_2]+3H_2O \quad \rightarrow \quad (NH_4)_2CO_3$

由于碳铵能产生硝化作用，所以尿素施后能够为植物吸收提供 NH_4^+ 和 NO_3^- 离子，不幸的是碳铵不稳定，在 PH7 以上能释放出 NH_3 进入大气。因此，最好将尿素掺入土壤,. 不能留在土壤表面，特别是碱性土。另外尿素施后水解出 NH_3 能毒害种子和幼苗，这是需要正确预防这一危害。

硫酸铵 硫酸铵$(NH_4)_2SO_4$ 是合成法生产的，在图 16.2 可以看到它是焦碳和合成纤维生产的副产品，它是生产混合肥料的原料，按氮算它要贵于液态肥料和尿素，而且它有很强的残留反应(见 16.9 节)，是适于喜酸性植物的肥料。

硝酸铵、硝酸钠、硝酸钾和硝酸钙 硝酸(HNO_3) 可用氨氧化生产(见图 16.2)，并被用作生产硝酸铵、硝酸钠、硝酸钾和硝酸钙。硝酸铵具有同时提供 NH_4^+ 和 NO_3^- 离子的优势，它含氮量百分数变化范围从硝基钙石灰和销酸铵石灰的 20%到硝酸铵的 33%(表 16.1)。

硝酸钠也是从天然产品获得，硝石来自智利盐矿，因为它的单位氮成本太高，所以硝石只是很小的供氮源。

硝酸钙是用硝酸和石灰石化合获得，而且它还可是生产硝磷酸盐肥料的副产品。它是欧洲的大众肥料，硝酸钙有很大的吸湿性(吸水)，所以它可以有很大的紧束缚水量。硝酸钾可以用硝酸和氯化钾化合生产，它既能提供 K^+ 和 NO_3^-离子，它常用于高价值的蔬菜和水

果作物。

磷酸铵磷酸铵是重要的肥料，它既可提供磷又可提供氮，它的生产可以通过磷酸和氨反应(见图 16.2)，由于它们中的磷和氮都是水溶的，磷酸铵能满足高度水溶需求的要求。

聚磷酸铵(表 16.1) 特别习惯用作液体(溶液和悬浮液) 肥料，固体态含磷量非常高(58—61%P_2O_5、25—27P)。另外含有 12—15%的氮，这种肥料的溶液和悬浮液含 34—37%P_2O_5 和 10—15%的氮。

其它的合成氮肥 用硝酸酸化磷酸岩的肥料称为“硝酸磷酸盐” 便形成了。它们和其它氮肥一样有明显效果地供应氮肥，并且它们被广泛用作制造完全肥料在欧洲。

慢释放氮肥 在某些情况下，大部分肥料供氮太速效了，例如住宅主希望春季施给草坪肥料在整个夏天能保持翠绿，但很遗憾，大部分肥料在春天很快被草坪吸收，只有很少留下供给中夏生长。

一些慢释放氮肥得到了发展，例如尿素和甲醛络合物，含有 38%的缓效氮。遗憾的是这一肥料和其它慢释放肥料相对太贵,事实上它们的应用受到限制，只用在特种作物，如草坪和草皮。

另外的方法减少氮释放是传统肥料用难溶和微生物难分解物质裹衣，如蜡、石蜡、丙烯酸类树脂和硫磺等物质。它们的利用已获得成功，这些物质能降低水分渗透进入颗粒的速度和水溶性氮移出。

硝化抑制剂 近年来，抑制硝化作用的化合物得到了发展(见 11.11 节)，因此降低了氮的淋溶速率和硝化作用氮损失的可能性。这些化合物掺入氮肥中，裹在单粒小球的表面。在美国得到充分研究的化合物有 2－氯－6－(三氯甲基) 吡啶销售商品名称为氮－增效剂，这一化合物对作物产量的影响随土壤和气候而变，通常在湿润区是有效的。

16.3 磷肥

磷肥的主要来源是磷矿石，它是含磷元素化合物矿物磷灰石{$3Ca_3(PO_4)_2$}.CaX_2，这里的 X 可能是 F、OH、CL 和其他。由于磷灰石的磷是迟效的，因此需要用磷酸、硫酸和硝酸处理，将磷变成速效态，如 $CaHPO_4$ 和 $Ca(H_2PO_4)_2$，一定注意磷的有效性特别重要。

磷肥分类 因还没有满意分类，现只是根据磷肥中存在磷化合物的不同进行暂切分类如下：

13. 水溶性：$Ca(H_2PO_4)_2.H_2O$、$NH_4H_2PO_4$、$(NH_4)_2HPO_4$、钾的磷酸盐 } 有效的
14. 枸溶性(溶于 15%中性柠檬酸铵中)，$CaHPO_4$ }
15. 不溶性磷酸盐岩石[$3Ca(PO_4)_2$].CaX(X＝F、OH、或 CL)　　无效的

这一分类有一些实际的限制，因为有效磷酸盐通过和土壤反应转变成相当不溶，同样地隔一段时间无效磷酸盐可以很快被植物根系吸收，特别是在强酸性土壤(见图 16.3)。

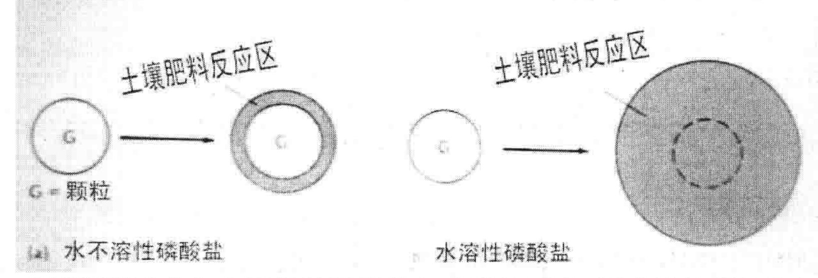


图 16.3 水溶性磷酸盐和水不溶性磷酸盐与土壤的反应。不水溶性颗粒只与土壤紧密接

触的较小体积反应，水溶性磷酸盐从水溶性颗粒移向土壤，和酸性土壤中的铁、铝和锰化合物进行反应，和碱性土壤中的钙和镁化合物进行反应[引自 Engelstad(19650)]。

大多数国家规定肥料的磷含量要用氧化态来表示就是用磷的五氧化物(P_2O_5) 表示。

过磁酸钙 当岩石磷酸盐用硫酸处理，普通的过磷酸钙(有效 $P_2O_5$16—120%)就形成了(见图 16.4)，该反应可以表示如下,[以典型磷灰岩 $Ca_3(PO_4)_2$ 为例]：

$2Ca_3(PO_4)_2+3HSO_4+3H_2O \rightarrow Ca(H_2PO_4)_2.2H_2O+2CaHPO_4+CaSO_4.2H_2O$+杂质

(不溶性) (水溶性) (构溶性)

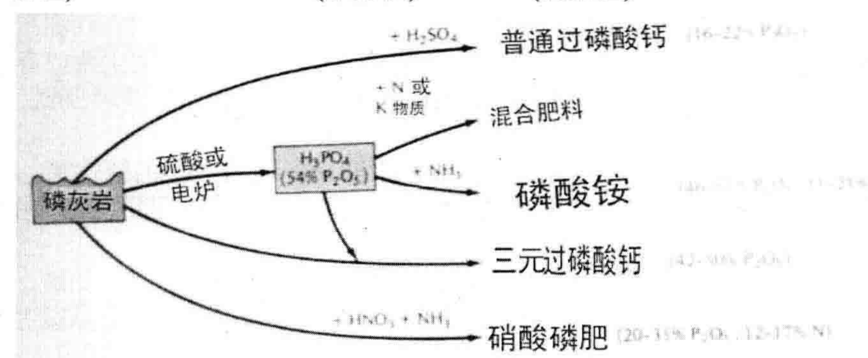


图 16.4 几钟重要磷肥是如何生产的。

注意普通过磷酸钙的组成有约 31%磷酸盐,50%石膏和 19%的各种杂质。总磷量(16—20%P_2O_5 或 7—8%P)，是比较低的，虽然还有大量的硫和钙存在。

三元过磷酸钙含 40—48%有效 P_2O_5(17—21%P) 和不含石膏。它是通过磷酸处理高级磷灰石化合而成，其反应式如下：$Ca_3(PO_4)_2+4H_3PO_4+3H_2O \rightarrow 3Ca(H_2PO_4).H_2O$+杂质

三元过磷酸钙作为高成分肥料被广泛应用，虽然近年来被磷酸二铵作为配方肥料所取代。

磷酸铵 磷酸铵是美国广泛施用的含磷肥料(表 16.2)。磷酸二铵(DAP) 一般含 16—18%的氮和 46—48%P_2O_5(20—21%P)，它提供的肥料磷高于任何其它肥料，DAP 是普通复合肥的材料之一(见 16.8 节)，并为高组分肥料。

磷酸二铵的生产是磷灰石获得的磷酸并用该酸和氨起反应制造(见图 16.4)。

$Ca_3(PO_4)_2+3H_2SO_4+2H_2O+2H_2O \rightarrow 2H_3PO_4+3CaSO_4.2H_2O$

$H_3PO_4+2NH_3 \rightarrow (NH_4)_2HPO_4$

其它的含磷酸铵的肥料包括磷酸一铵(MAP)(11%N、48—55%P_2O_5) 和氨化过磷酸钙，含 3—4 的氮和 16—18%P_2O_5。

多磷酸铵，是用过磷酸铵化制造，常广泛用于制造液体肥料(见 16.8 节)，它提供适度高的含量，防止铁和其它质沉淀，在溶液中还能保持多种微量营养元素，除正磷酸盐(H_3PO_4 的盐) 外，多磷酸盐还包括焦磷酸盐和三聚磷酸盐，它们的代表是 $H_4P_2O_7$ 和 $H_5P_3O_{10}$ 的盐(表 16.3)。

表 16.3 磷肥

肥料	化学式	有效 P_2O_5%	磷%
过磷酸钙	$Ca(H_2PO_4)_2$、$CaHPO_4$	16—50	7—22
氨化过磷酸钙	$NH_8H_2PO_4$ 、$CaHPO_4$	16—18	7—8
	$Ca(PO_4)_2$ 、$(NH_4)_2SO_4$ (3—4%N)		

磷酸一铵	$NH_4H_2PO_4$(占大部分)	48—55(11—12%N)	21—24
磷酸二铵	$(NH_4)_2HPO_4$(占大部分)	46—53(16—18%N)	25—26
碱性炉渣	$(CaO)_5.P_2O_5.SiO_2$	15—25	7—11
蒸制骨粉	$Ca_3(PO_4)_2$	23—30	10—13
磷灰石	氟磷灰石、氯磷灰石、羟基磷灰石	25—40	11—17
偏磷酸钙	$Ca(PO_3)_2$	62—63	27—28
磷酸	H_3PO_4	52—54	22—24
过磷酸	H_3PO_4、$H_4P_2O_7$、$H_5P_3O_{10}$	68—76	29—33

碱性炉渣和骨粉 碱性炉渣平炉钢生产的副产品，在欧州广泛施用，但在美国施用有限，由于这种肥料是碱性，碱性炉渣似乎特别在酸性土壤中有效。骨粉是广泛使用的磷肥，但它在土壤中有效性缓慢，它的使用大部分局限在花园施用。

磷矿石 未加工的磷矿石是由复杂的磷灰石组成，是最小溶解度的所谓磷肥，当为细粉壮，对酸性土壤和有大量有机质的矿质土壤它是有效的。但是由于它的低溶解度，它主要用作生产更大溶解性肥料的原料。

高成分磷酸盐 过磷酸是最高成分磷含量物质，在期今作为肥料利用的物质中(68—76P_2 O_5 、29—33P)，是正磷酸、焦磷酸和其它多磷酸的混合物。它的高磷酸盐浓度使得过磷酸是长途运输具有吸引力的因素。这是生产液体混合肥料或制造高成分含量含 54%P_2O_5(24%P) 过磷酸盐的原料。在液体肥料形态中，多磷酸盐肥料的成分可以保持铁、铝和微量营养元素的可溶态。

硝酸磷肥 一个重要的肥料制造过程是用硝酸代替硫酸和磷酸去增磷灰石中磷酸盐的可溶性(见图 16.4)，这一过程的产品称为硝酸磷酸盐。反应发生如下(一个例子假设磷矿是 Ca_3 $(PO_4)_2$。

$$2Ca(PO_4)_2+6HNO_3+H_2O\rightarrow 2CaHPO_4+Ca(H_2PO_4)_2.H_2O+3Ca(NO_3)_2$$

硝酸磷酸盐的这一生产过程在欧洲采用较广泛，这里硫酸资源不丰富，而且在欧洲硝酸磷酸盐生产过程的产品之一硝酸铵也是大众肥料，对单元肥料来说，它们都是复合肥。

16.4 钾肥

钾主要从地下盐(KCl) 矿床获得，盐湖的盐水也是重要来源，表 16.4 是最普遍的未加工钾源。这些高级氯化钾和硫酸钾都是这些钾源的纯物质。

表 16.4 常见钾肥材料

(K_2O) 不但是常见用来标明钾养分水平氧化物表示方法，而且是元素表示(K) 更加合理的化工表示方法。

肥料	化学式	K_2O(%)	K(%)
氯化钾	KCl	48—60	40—50
硫酸钾	K_2SO_4	48—50	40—432
硫酸钾镁盐	K 和 Mg 复盐	25—30	19—25
粗钾盐	大部分为 KCl	20—30	17—25
钾盐镁矾	大部分为 KCl	12—16	10—13
硝酸钾	KNO_3	44(13%N)	37

所有这些用作肥料的钾盐都是水溶的，所以它们是速效的。和氮肥不同大部分钾肥即使用量很大对土壤 PH 值影响也很少。氯化钾(粗钾盐) 如果同量过大时就会降低作物土豆和烟草的质量，因此当烟草需要施用大量钾肥时，以施硫酸盐的形势为宜。

钾镁硫酸盐虽然含钾量低，可用在缺镁地区，因为镁是速效态在这种物质中，它是比白云石质石灰岩和白云石有更好的镁元素来源。

16.5 硫肥

直到最近美国大部分土壤很少考虑到会缺硫。有足够的硫加入到土壤，通过降雨降雪和通过含硫混合成分的混合肥料正磷酸盐含有石膏或钙的硫酸盐和铵的硫酸盐。

公共关心大气污染导致一定程度上减少了从大气向农业土地增加硫的量。而且现代高成分肥料含有一点点硫，如重过磷酸盐、硫酸铵，因此离含硫大气远的地区，如华盛顿和俄勒岗州东部、美东南部部分地区和中西部地区，缺硫是很普遍的，为满足缺乏需要调整肥料组成，包括含硫肥料。但是硫肥的施用不是经常的，只有该元素发生不足时，才考虑施肥。例硫代硫酸盐常用作 PK 液体肥料的硫源。

16.6 微量营养元素

在肥料中微量营养元素的量应垓更加小心控制比大量营养元素，微量营养元素缺乏和毒害水平量之间的差是极小的，因此施用微量营养元素时需要了解要求的种类和数量。

表 16.5 常用微量营养元素肥料盐

化合物	化学式	营养成分含量(%)
硼酸钠(硼砂)	$Na_2B_4O_7.10H_2O$	11
氧化铜	CuO	75
硫酸铜	$CuSO_4.5H_2O$	35
硫酸铁	$Fe_2(SO_4)_3.4H_2O$	23
硫酸亚铁	$FeSO_4.7H_2O$	19
氧化锰	MnO	41—68
硫酸锰	$MnSO_4.4H_2O$	26—28
钼酸铵	$(NH_4)_6Mo_7O_{24}.2H_2O$	54
钼酸钠	$Na_2MoO_4.2H_2O$	39
氧化锌	ZnO	80
硫酸锌	$ZnSO_4.7H_2O$	23

[引自 Tisdale 等(1985)]

当微量元素缺乏需要补充时，缺乏这一种养分的盐常常分别加入土壤(表 16.5)，铜、锰、铁和锌通常加入硫酸盐，硼为硼砂，钼加入钼酸钠，铁、锰和锌通常喷施叶面少量的螯合物或硫酸盐(叶面施肥) 比直接施入土壤要强，硼、锰、铁锌化合物和硅酸盐熔融制造的多孔玻璃质硅酸盐可以用以提供这些营养元素。螯合物常用来提供铁、锌、锰和铜(见 13.6)，特别在高 PH 土壤上。因为它们的成本高，所以这些物质常用于叶面喷施，这样能大大降低施用量。

微量营养元素也可以施用液体肥料在一些地方，如果这里营养元素需要已详细确定。有一种多磷酸盐含有这些液体物质防止了微量营养元素沉淀出铁和其它化合物。包括微量营养元素的液体混合物，施用这些贵重物质要保持低量。

和大量元素比较，微量营养元素使用总量小,1987 年美国提供使用的专门营养和氮磷钾外各种肥料约 360000T。

16.7 有机肥源

近年来，一些个人和集团喜欢食品作物生长在只有有机肥的土壤上，这种食品要求要有农民和园丁的实践来实现，这一实践被称为“有机菜园”，虽然大部分自然有机物来源于农场厩肥和作物残落物，但一些商品有效有机质已经应用。从 17 章将讨论农场厩肥和其它有机垃圾，将简要谈到商品有效有机肥的制作。

1987 年约有 20 万吨这种“自然有机肥” 销售额在美国。这些商品肥料包括干燥禽和牛厩肥、各种泥炭、泥炭和厩肥混合物、 堆肥和有机残落物和干燥的家庭垃圾、骨粉、干血、油籽粉、鱼下脚料和还包括其它食品加工垃圾。在这些物质中速效养分只是这些商品有机肥的一部分，所提供养分的成本是高的。但这些物质提供了迟效必需元素，并对土壤物理性质有有利影响，如果施用充足的有机物质，就能进一步获得较好的收获，因为有机生长的食物的价格一般远高于无机化肥的食物，农民和园丁花费了较高的肥料成本。

16.8 混合肥料

多年来，农民就已经使用混合肥料，混合肥料是含有至少二种肥料元素的肥料，并且常常是三种肥料元素。例如铵溶液、三重过磷酸盐、氯化钾。如果打算将混合肥料马上施用，再加少量有机质混合起来。完全肥料(NPK) 在美国施用量占总肥料养分的四分之一，其余来自单一肥料(表 16.6)。 图 16.5 表明美国不同地区每公顷消费营养元素数量。

表 16.6 美国 1987.6.30 至年末消费单元养分肥料和多元养分肥料量

肥料	消耗	
	千吨	占总量百分数
单元养分肥料		
氮	16474	43.6
磷	982	2.6
钾	4771	12.6
总量	(22227)	(58.9)
多元养分肥料		
NP 混合	5273	14.0
NK 混合	785	2.1
PK 混合	631	1.7
NPK 混合	8846	23.4
总量	(15534)	(41.1)
合计	37761	100

[引自 Hargett 等(1987)]



图 16.5 美国不同地区施入作物地营养元素的数量(形像地表示为 N、P_2O_5 加 K_2O,Kg／ha), 南大西洋沿岸每公顷养分元素用量比其它地区多。总肥料用量最高的是在国家中部地区。[美国农业部提供]

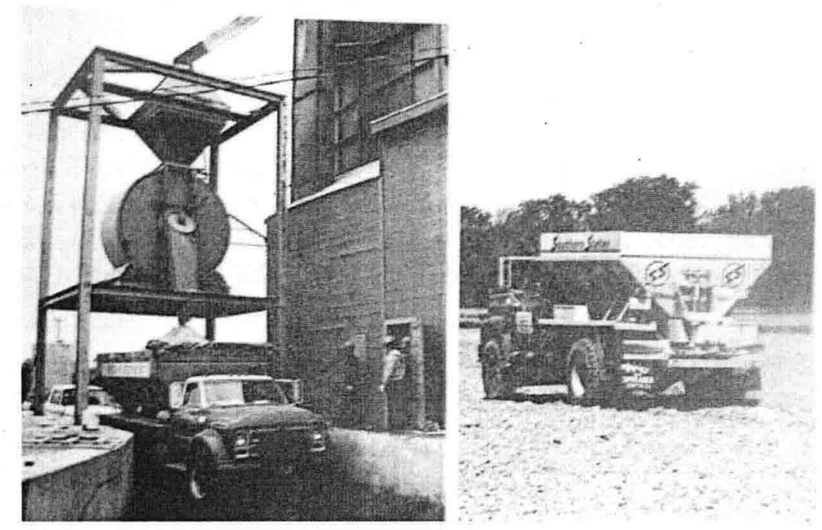


图 16.6 散装混合厂和施肥卡车, 不同肥料混合在小工厂按订单混合(左)。卡车在田间施肥。

散装混合肥料 从 1950 年之后, 从 1950 年之后, 混合肥料都是在工厂包装然后装船运到供销点卖给农民。今天, 散装化肥愈来愈普遍, 在美国约占总肥料量一半是这样处理的, 源源不断的颗粒肥料船运到小散装厂(图 16.6), 肥料按规定分析式混合, 然后直接送到农场, 它们在那儿再施入大田。

散装混合肥料减少人工贮藏、生产、运输和施肥的成本, 以满足特殊地块条件的需要, 有时

农药也混合进散装肥, 可以在工厂混合或在田间混合, 也可在土壤施肥时混合。

用作散混的肥料材料一般有尿素、硝铵、硫铵、磷铵、三元过磷酸盐和氯化钾。这些化合物还常常用于单独施用, 而不混合。

液体肥料 施用液体混合肥料是另一个革新，有时称为“流肥”,1987 年占美国肥料总顿数的 40%,单营养肥料的一半多是施用的液体肥料。同时散装液体肥料具有劳动成本低的优势，因为这些肥料是贮存在罐中，采用机泵施肥。但是多元养分液体肥料成分常常低于固体肥料，稍高成分的可能是用过磷酸或多磷酸铵作为磷的来源。而“悬浮” 肥料,在液体肥料中加少量固体肥料并加 1—2%的粘粒，保持固体肥料悬浮，可以有较高成分。例如13—13—13 的悬浮肥料可用美国市场上 40%的流肥制作。

16.9 混合肥料对土壤 PH 的影响

形成酸的肥料 加入土壤后提供铵和产生铵的肥料都有增加土壤酸度的趋势，发生的这一酸性作用的反应如下：

$NH_4^+ + 2O_2 \rightarrow 2H^+ + NH_3^- + H_2$

加入土壤中的铵化合物质如尿素，它通过水解产生铵离子，这就是酸性潜在来源。磷肥和钾肥的利用通常对土壤 PH 的影响远小于氮肥。现将某些肥料所产生酸量的近似值(以每 20kg 氮所需碳酸钙去中合的 kg 数来表示) 说明如下：

硫酸铵 107、安福粉 100、液氨 36、尿素 36 硝酸铵 36、棉籽粉 29、蓖麻油渣 18 高质量脱脂杂肉粉 15

碱性形成能力，用同样的碳酸钙来表示，这些肥料是：

硝酸钠 36、硝酸钙 27、石灰氮 57、硝酸钾 86、可可粉 12

应该认识到，另一些营养肥料加入土壤特别能增加土壤酸度，例如元素硫、硫酸铵和硫酸铁与硫酸铝化合物，可以降低土壤 PH 值，因此能增强一些植物的生长，如杜鹃和杜鹃属植物(见 8.9 节)。

不形成酸的肥料 在一些情况下，混合肥料中加入白云石、石灰石就可以抵消氮肥所产生的酸度。这类肥料叫做中性肥料或叫不产生酸的肥料，接着再撒施石灰来中和土壤酸度，这对商业农业来说是经济合算的。

16.10 肥料担保书

法规通常要求每种肥料都要带有它的含量担保书，如氮、磷、钾(和其它元素，象硫如果能担保的话)。总氮常用它的氮元素形态(N) 表示，磷引用有效磷(P) 术语或有效磷酸(P_2O_5)，钾采用水溶性钾(K) 或水溶性钾碱(K_2O) 和硫用硫元素(S) 来表示，这里应该强调，大多数国家法规要求 P 和 K 的含量表示为所谓的氧化型。在任何情况下，肥料提供的磷和钾是我们所关心的。

例如一个 8—16—16 肥料含 8%的全氮,16%有效 p_2O_5(7%的有效),16%水溶性 K_2O(13%水溶性 K)。在一些国家水溶性氮百分数，水不溶性百分数，和有效不溶性氮，按照法规都要求显示在标签上，特别是草坪肥料。

肥料中存在的任何必需元素监定，它的含量担保必需列出，硫、镁和微量营养元素随上述元素列出，上述这些元素一般大部分都有担保。

商品肥料有时根据其营养元素的比率进行归纳，例如 5—10—10、10—20—20 和 12—24—24 的比率都是 1：2：2，这些肥料如果以等当量适当施用，它们的效果基本上是一样的。例如 1000kg10—20—20 肥料和 2000kg 的 5—10—10 肥料提供 N、P 和 K 的量是一样的。

这一按比率归纳是有价值的，有利于根据价格从同一比率的几个成分含量不同的混合肥料中挑选购买。

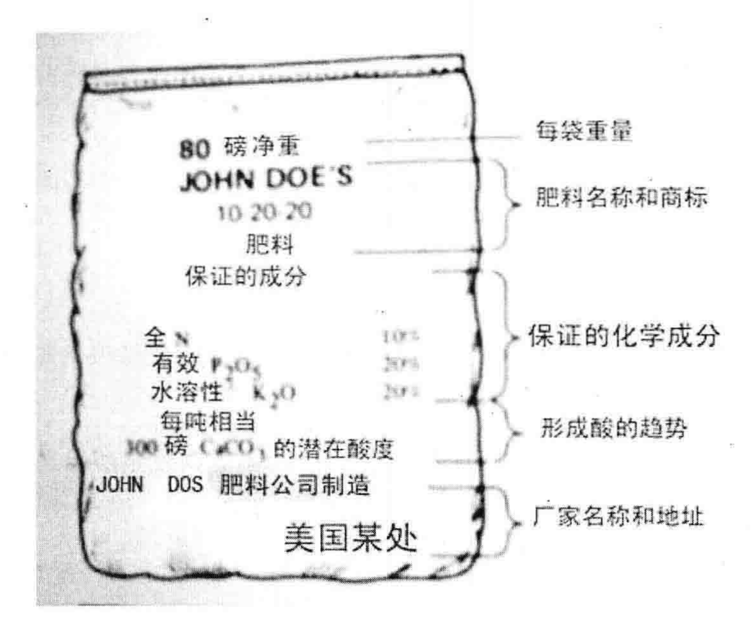


图 16.7 说明如何在肥料袋上标明各种资料,在美国很多州法规规定肥料袋上要带有这些资料，注意这种肥料形成酸的趋势。

16.11 肥料的检查与管理

为了保证产品的质量，用法规控制肥料的销售是必要的。这一规则不仅保护了公众利益，而且保护了合法的肥料公司，使来历不明者没有市场，一般要求厂家在肥料袋上批准的标签上印出下列资料：

每袋肥料的净重公斤数。

名称、品牌或商标。

担保的化学成分。

以碳酸钙的磅数表明每吨肥料的产酸潜力。

厂家的名称和地址。

16.12 肥料经济学

高成分和低成分 一般说来，高成分混合肥料，每公斤养分的价格低，这是因为高成分肥料每单位公斤养分管理成本低(图 16.8)，很明显，从经济的观点每美元 8—16—16 的肥料比 4—8—8 或 5—10—10 肥料供给更多的养分。

氮、磷和钾的相对成本 在购买肥料时不要忘记另一个价格因素是氮磷钾的相对成本。单位磷通常贵于单位的氮，钾肥通常是最便宜的。还要考虑不同肥料对同一元素价格也不相同，由于一些固体氮肥生产成本(如硝酸铵) 是液氨的两倍，同样，在生产厂家琉酸钾(钾的硫酸盐) 约两倍贵重于氯化钾(钾的氯化物)。]

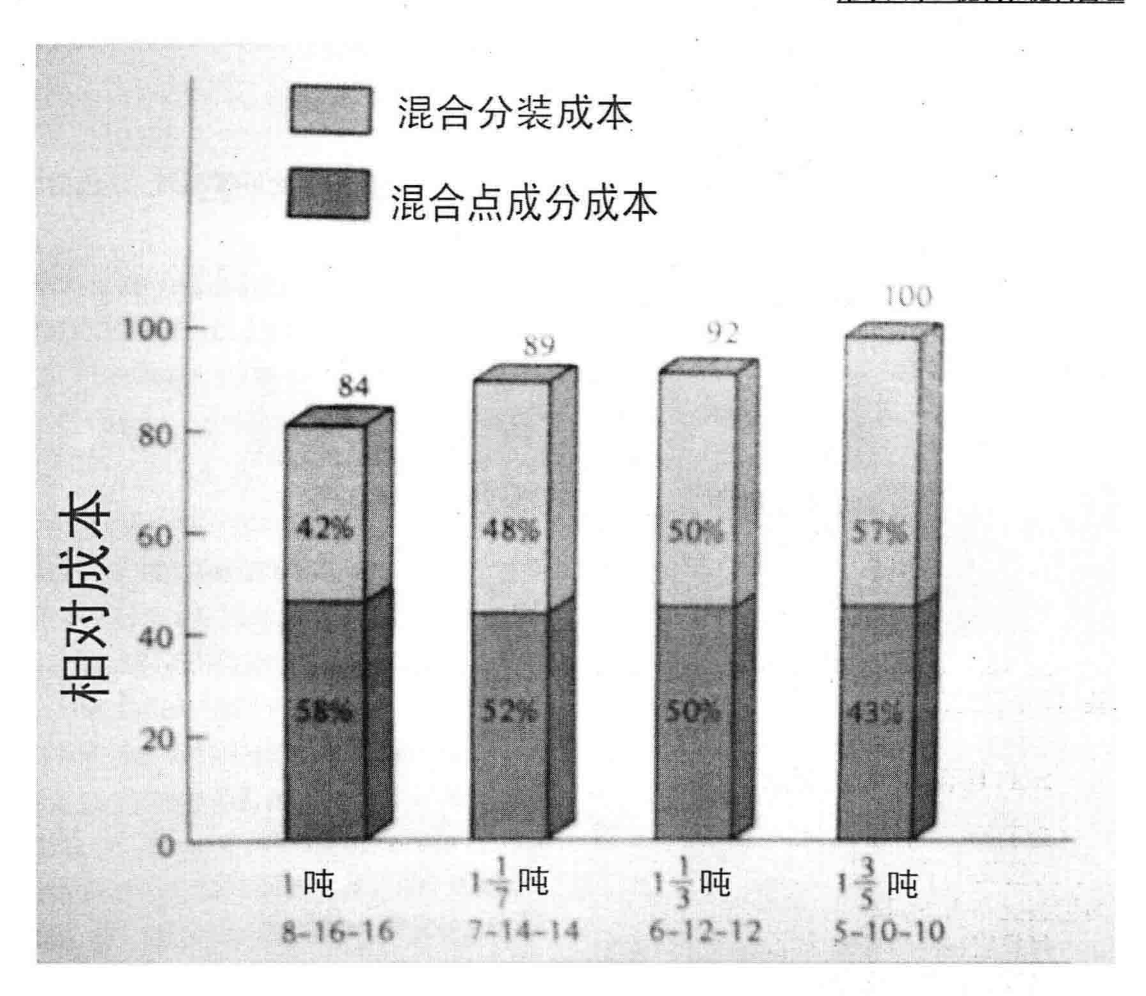


图 16.8 不同浓度肥料营养元素的相对管理成本。注意每种肥料所提供的养分的量是相同的。高成分肥料的营养成分比低浓度的便宜，这是因为前者管理成本低。

16.13 土壤中肥料盐的移动

土壤中肥料盐的运动是很实际和重要的。如前所述，磷化合物在土壤中是很少运动的，除非是在一些砂土中和一些有机土中(见 14.13 节)。因此为了发挥磷的最大效率，施肥要施在根区，除非将肥料翻入土壤，表面施肥不能为深层根系提供磷，而且因为磷是非活动元素，它在矿质土壤中极少淋失。

钾和硝态氮是另一种情况，它们在更大范围内从施肥点向外移动，这一移动大量是垂直的，盐分上升下降随水的方向运动，这种转移极大地影响着氮、钾施肥的时间和方法。例如，把所有的氮肥一年只施用一次是不行的，会造成淋失危险。但可以根据硝酸盐向下移动的特点，将肥料施在土壤表面，以后在水分向下移动时，将溶解的硝酸盐带到植物根系。但是表施含氮溶液和尿素存在的问题是有时能引起挥发危害(见 11. 7 节)。

氮的运动，在较小程度上还有钾，应该考虑施肥对种子的妨害，向上运动的硝酸盐和一些钾盐随着毛管水，常常造成对植物的危害，播后马上降雨，随着长期干旱会加重对幼苗的危害，把肥料施在种子上部和土壤表面也能产生危害，特别是条播作物，这种危害的

可能性要特别保持注意在学习下节课时。

16.14 固体肥料施用方法

肥料施入土壤中的位置要能够对植物最有利，这不仅包括施用的位置不同，还包括施用的时间。

条播作物 大田作物如玉米、棉花和土豆，常常条带状施肥，肥料中的一部分是在播种时施用，肥料施于窄带垄的一侧或两侧，离播种行 5—6 厘米，水平深略低于种子处(图 16.9)。

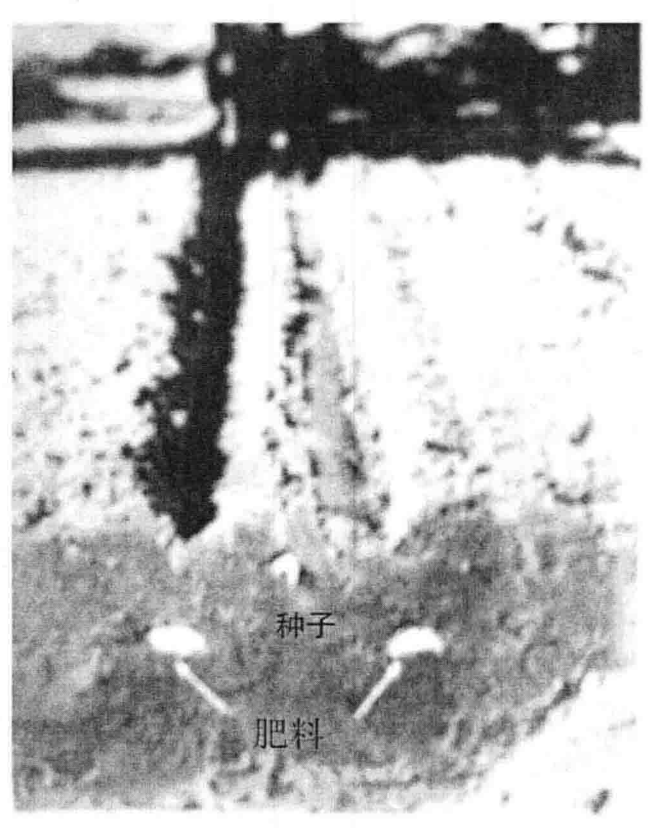


图 16.9 条播最好的施肥位置是在种子的两侧略低于种子的地方。这种施肥能避免肥料“发烧” 危害和接近种子的地方浓度危害。

当施肥料过大，蔬菜作物经常是这样，该施肥方法是将极少一部分肥料播种前均匀施在土壤表面(撒施)，然后耕入土壤，有时候要在作物两边追施些肥料(行间施肥)，一般在晚季。

小粒作物 播种小粒作物(如小麦) 的条播机装备有撒肥器，所以肥料施入土壤后或多或少地与种子接触，由于每公顷有许多小粒种子，每行施肥料的量是很小的。当然只要肥料成分低和施肥量不超过 300—400kg / ha，幼苗的伤害就不会严重。高用量，特别是含氮、钾高含量的肥料会造成严重伤害，当种子和肥料接触时。现代谷物条播设备将肥料施在种子的两边能避免与种子接触。

放牧场和割草地 对于草地、牧场和草坪肥料可与种子同播,. 最好是在准备好的苗床上, 将肥料撒施翻进土壤。在半年还可以用适当的混合肥料, 对这些作物进行追肥,l 但要注意避免伤害叶子。

树木 果树通常单棵处理, 肥料可以施在每棵树的周围从树干几英尺处施到树枝扩展所到的外围处, 肥料尽量施到土壤中。当果园的覆盖作物需要施肥时, 可与果树分开进行, 在播种时条施或以后撒施。对不耕耘果园肥料要施到根系活动区, 在这儿降水或灌溉后能将氮钾冲洗到根区。

观赏树木可用"打孔" 施肥法, 在树冠的外半圈地面上打若干小孔, 深度达到心土层上部, 将适量的肥料施入每个孔中, 直到装满, 这种施肥方法可以把养分施入根系区, 防止对观赏树周围杂草不良刺激的生长。

撒施 为了节省在美国许多肥料是用卡车直接撒施在土壤表面(见图 16.6), 肥料撒施要尽量结合种植时间, 因为有些氮化合物如氨的出现可以从土壤表面挥发损失于大气, 遗憾的是撒施的利用系数不象对条播作物的条施那么高,因此部分肥料播种时的条施可以补充播前撒施的不足。

16.15 液体肥料的施肥

施用液体肥料的方法有三种：(a) 直接施入土壤；(b) 施入灌溉水；(c) 用适当的肥料溶液喷施植物。

直接施入土壤 直接施用液态氨, 含氮溶液和液体混合肥料的措施在美国面积扩大很快(见 16.2 和 16.8 节), 液氨和压力溶液必需施入土壤中以防挥发损失, 深度 15 至 5 厘米, 注意对这两种肥料这一深度是足够的。

施入灌溉水 在美国西部地区特别是加利福尼亚州和亚利桑那州, 液体肥料常和灌溉水一块施用。液氨、含氮溶液、磷酸甚至完全肥料常溶于灌溉水流或架设的喷灌系统, 营养这时呈溶液态进入土壤, 施肥成本降低, 对相对便宜的氮肥可以采用, 但也应注意防止氨的挥发损失。

利用滴灌系统便于通过灌溉水施用养分, 因为该种灌溉相当经常, 养分保持在水中很容易送到根区, 养分利用系数也高。

叶面喷施 稀湿的 NPK、微量营养元素、少量的尿素都可以直接喷向植物, 当然要注意 Cl^- 和 NO_3^- 允许浓度, 它们能够对一些植物产生毒害, 这一类型的施肥是很特殊的, 它不需额外的工作和机械因为施肥和喷杀虫剂同时进行。菠罗、柑桔、苹果反应特别好, 对于尿素喷施因为叶子能够大量的吸收氮。另外滴落和洗下的溶液也不会浪费, 落入土中以后也能被植物吸收。

16.16 影响施用肥料种类和数量的因素

许多因素影响决定施用肥料的种类和数量, 除了营养不足严重限制作物生长外, 还有一些其它保障因素, 土壤湿度不足或过湿将限制肥料效率。 在强酸性土壤中, 含有达到毒害量的铝, 肥料反应就会不好。

施肥作物的种类和经济价值 施肥种类和施肥量受作物对加入这些养分的反应的影响, 和受作物经济价值的影响。因为谷物作物对氮的反应显著如玉米, 这种元素的大量施用对这些作物是经济可行的。同样高价值作物如一些蔬菜保证了经济回报, 从相应大量施肥中, 高量施用 1500kg / ha 的高成分 15－15－15 肥料也是普遍的。

对给定的一种作物, 有利的施肥量将取决于作物产品的价值和肥料成本的比率, 从表

16.7 看出，如果比率高，高施肥量是有利的，如果比率低，高施肥量就不经济。

这里应该不要忘记，由于增施肥料而促进的最高产量，不一定是最佳的投资收益(图16.10)，换句话说，不管作物生长如何，报酬递减律是影响肥料施用量的因素。

表 16.7 计算机模拟预测的玉米产量的最佳施肥量和玉米/氮价格比率

玉米／氮价格比率	潜在的四种产量(T／ha) 的每种最佳的氮肥施用量(kg／ha)			
	6.3T／ha	8.2T／ha	10.0T／ha	12.0T／ha
5：1	101	123	157	191
10：1	123	157	202	235
15：1	135	179	224	269
20：1	146	191	215	280
25：1	157	202	247	291

[引自 Spies(1976)]

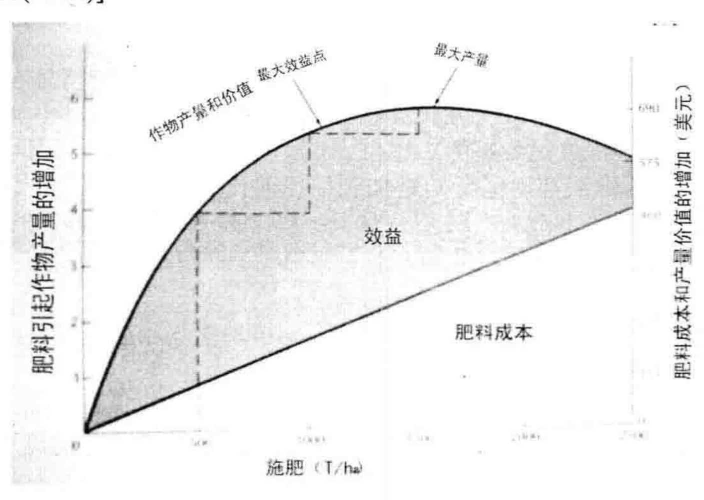


图 16. 10 施肥量、作物增加产量、肥料成本和肥料效益间的关系。注意产量和效益的增加来自第一个 500kg 的肥料，远远大于第二个 500kg 和第三个 500kg，还要注意最大的受益施肥量低于最高产量的需肥量。

土壤养分含量 决定加入土壤中肥料的种类和数量，需要了解什么营养元素是缺乏的。如果植物必需的元素性土壤存在全量的任何资料提供的少，因此只需要测定对农业有用的土壤部分养分，这种分析称为局部分析，局部分析是只测定土壤养分全量的一部分，局布分析将会更加受到重视。

16.17 有效土壤养分的速测

一般说来，局部分析所浸提出土壤中必需元素的量和植物吸收养分是相关的，该浸提液使用从各种强酸如硫酸(H_2SO_4)，至弱酸如水中二氧化碳溶液，缓冲盐溶液如醋酸钠

和醋酸铵溶液是现在利用最普通的浸提液。

一般概念 广泛用来测定养分有效性的一组实验称为速测或快测法。顾名思义，单项分析是做得很快的，在一个实验室或许可以做数千样品每月。

弱浸提液如醋酸铵缓冲液通常用于快速实验，只要几分钟就可以浸提出钙、钾和镁。大部分与土壤胶体复合体结合松驰的营养成分可浸提出来，有效磷测定在湿润区土壤是用酸溶液浸提，在干旱区土壤是用碱溶液浸提。测定的成分可以在报告中称为低、中、高，或者专门表示为每公顷公斤数。最经常测定的成分大部分是磷、钾、钙和镁无机态的化合物，铝、铁和锰也常包括在内。虽然氮常包括在内，该元素通过微生物的作用释放的估计较难预测。

速测法的局限性 或许第一个局限性是很难采到合适的田间土壤样品，通常或许一个点在一公顷或几公顷，样本采集却很少，特别只打几个钻孔，错误的机会相当高，因此一个混合样品至少应打 15—20 个钻孔对 15cm 以上土壤来说，这样增加一份土壤样品所获得的代表性概率。

第二个限制是在几分钟内把土壤中作物整个生长季能吸收的养分含量甚至其中来自稳定的部分提取出来，实质上是很困难的。测定的结果必需与作物反应相关联才能确切地建议肥料用量。建议还要考虑作物生长实际和土壤性质，以及环境条件。土壤化验数据对肥料利用的帮助所提供的信息见图 16. 11。

采样记录卡

1. 土壤；由土壤技术员填写 [剖面] 和或 [壤类型]

2. 地形　3. 内排水　4. 坡度　5. 计划用途

(选一划√) (选一划√) (选一划√) (选一划√)

2. 地形	3. 内排水	4. 坡度	5. 计划用途		
□峡底	□镂坡	□洼地	□永久放牧	□蔬菜(商品)	□蔬菜(作物或水果(商品) [要种作物]
□阶地	□不足	□平地	□长期草场	□蔬菜(温室)	
□高地	□正常	□微起伏	□作物轮作	□烟\草	□其它
□温室	□过份	□起伏地	□草坪	□甜菜	
□腐泥和泥炭		□陡坡			

16. 石灰：最近四年是否施过石灰？　7. 肥料和厩肥；在四年内曾施肥料或厩肥填写如下

表：

□否　□是

时间	施肥量(每英亩)
□本年	□< 1 吨
□去年	□1 吨
□2 年前	□2 吨
□3 年前	□> 2 吨

年份	作物	施入化肥		厩肥(T/英亩)
		量/(英亩)	分析式	

图 16.11 要园满地解释土壤速测分析结果，没有田间资料是不行的，以上记录卡项目对专家施肥建议是有用的。(由俄亥俄州农业试验站所采用的形式修改而成)。

土壤化验报告

姓名：居民 ALABAMA　　AUBURN 大学　　县 Lee

地址：118 大街　　土壤实验室　　管区 2

城市：城镇总 36832　　Auburn 大学总 36849　　日期：1 / 04 / 80

实验室号	选择样号和	要种作物	土类*	PH**	磷 P	钾 K**	镁 Mg***	石灰石 T / 英亩	N	P_2O_5	K_2O
				土壤化验结果				建议		磅 / 英亩	
23887	1	大豆	2	5.3	低 70	中 70	高 160	2.0	0	80	40

注释：224一土壤酸度(PH) 低，施用白云石和方解石能够校正。

实验室号	选择样号和	要种作物	土类*	PH**	磷 P	钾 K**	镁 Mg***	石灰石 T / 英亩	N	P_2O_5	K_2O
23888	2	玉米	1	5.6	低 70	中 70	高 160	1.0	1.2	80	40

见上面 224 注释，15一玉米在砂土对 150 磅 / 英亩以上氮反应良好，砂土地要在肥料中加 3 磅 / 英亩锌(Zn)，施石灰后 PH 可达 6.0 以上。

实验室号	选择样号和	要种作物	土类*	PH**	磷 P	钾 K**	镁 Mg***	石灰石 T / 英亩	N	P_2O_5	K_2O
23889	3	百喜草	1	6.0	中 100	高 140	高 240	0.0	60	40	0
23890	菜园	蔬菜	3	5.2	中 90	中 70	高 160	3.0	120	120	120

见上 224 注释，每 80×100 英尺带壮种植，种植时行施 8一8一8 肥料 6 磅(3 夸脱)，两边培土施肥 8一8一8 肥料 4 磅(2 夸脱)。

建议开始生长前在夏季放牧草地施 P 和 K，并施氮 60 磅到九月一号再施一次氮以期进一步生长。

对菜花、甘兰和块根作物每英亩施用硼砂 1 磅，每英亩施用石灰 1 吨约等于每 1000 平方英尺 1 磅(对家庭菜院行内每 100 英尺施硼砂一汤匙)

样品号，在本报告中为 4.。

＊1. 砂土 2. 壤和轻粘土 3. 重粘土(不包括黑带)4. 黑带重粘土。

＊＊ 7.4 或更高, 碱性。6.5 或更低, 强酸性。

＊＊＊肥力比率(充足为百分之百)。

图 16.12 土壤测试报告举例,使土壤测试水平和石灰和施肥建议。

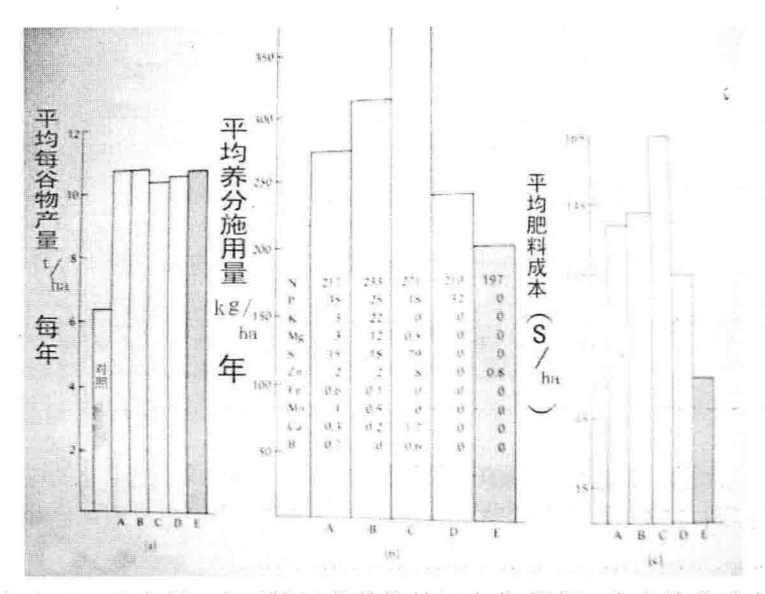


图 16.13 各小区玉米产量, 小区接近北普垃特河东北,根据 5 个土壤化验室(A—E) 建议肥料施用量有不同的 5 种,(b) 这些实验室建议的 5 种施肥水平和(c) 每年施肥成本。注意所有肥料小区的田块都基本相同, 只是施肥量明显不同, 实验室上的施肥量建议是利用了 “充足水平” 的概念, 这一概念的基础是土壤化验和田间产量相校核, 实验室 A—E 的建议是建立在“保持” 的概念上, 该概念要求带走的养分要归还, 或者是建立在应该保持阳离子比上(Ca / Mg、Ca / K 和 Mg / K)。 很明显“充足水平” 的概念保证了这一实验的经济结果,资料为 1974－1978 年间的平均数据,土壤为粘壤土(薄层冲积新成土土类)。

需要有经验的人去解释化验结果 速测数据的解释最好由有经验者或技术人员来解释, 他们充分理解科学原则, 富有一般的田间经验, 在现代实验室考虑施肥建议的因素是计算机程序, 和打印出的农民和园丁利用的有效解释(见图 16.12)。

速测的优点 不能通过以上的讨论得出结论速测重要, 只要注意观察上述各点, 速的限制缺点比优点还测对 3) 施肥建仪是有很大价值的工具, 这样的速测和田间试验结合起来将更有用(见图 12.13)。

16.18 肥料措施的方向

肥料措施是很复杂的, 它涉及到土壤、作物和肥料, 因为这三种因素的每一种从一个地方到另一个地方变化很大, 所以很难确定一个总体的肥料利用, 但是氮反映强的主要作物(如玉米、蔬菜) 占优势时, 以氮肥为中心安排是首要焦点, 磷钾的安排都要做到和氮的供应相平衡与相补充。这里所说的氮肥的供应土壤, 是作物残落物(特别是豆科作物) 和增施肥料。

第二个肥料措施方向是经济问题，农民施用肥料不单纯为了增产和增加土壤养分的含量。主要是为了生活，因此，任何一种施肥措施不论其科学依据多么可靠，如果没有稳定的经济收益就经受不住时间的考验。

第三个方向是肥料措施对作物产量的影响，施肥方法可以增加土壤肥力在一定时间内，特别是施肥量超过作物养分带走量。另外一方面，过多的肥料利用不仅增加了无用的养分，而且对环境质量能有急烈影响，不良的磷和硝酸盐水平在重肥区的排水中能够危害人类和动物。另外反硝化中氮氧化的结果将会对全球上至大气有不利影响，即于这一原因，决定施肥措施时，环境质量的考虑起重要作用。

16.19 结论

化肥对提供土壤保证大量和微量营养元素二者能力起着重要作用，今天市场上满足农场主和菜园园丁与小区业主化肥品种多样，在美国散装固体肥料、混合和单一养分肥料在一般大规模的商品农业中在增加，而且液态肥料开始普遍，这是因为它们使的劳动成本低。

在一定条件下肥料的选择取决于多种因素，包括土壤提供养分的能力和作物对养分的需求，随着世界的竞争，施用给土地的肥料成本和产品价值的增加，肥料在生产中所起的重要作用决定于所施肥料的品种和数量。而且还有肥料对土壤性质(如 PH) 和作物质量的作用都需要重视。

这是非常重要的，要防止过量施用肥料，这不仅是由于植物养分的浪费，还因为对环境质量的危害，对土壤和种植科学家的要求是对所需肥料品种和数量做出决策，以满足世界对

食品和其它产品的需求，并要保证环境质量。

思考题：

16.1. 液氨可说是最重要的无机氮肥. 为什么会这样呢？(答案：略)。

16.2. 什么肥料，你将不能使用，如果你关心。这个问题土壤酸化？怎么这些肥料 带来土壤酸度？(答案：略)。

16.3 . 什么方法都尝试用，以减少氮肥的变化向硝酸盐淋溶状态？[(答案：慢释放氮肥 在某些情况下，大部分肥料供氮太速效了，例如住宅主希望春季施给草坪肥料在整个夏天能保持翠绿，但很遗憾，大部分肥料在春天很快被草坪吸收，只有很少留下供给中夏生长。

一些慢释放氮肥得到了发展，例如尿素和甲醛络合物，含有 38%的缓效氮。遗憾的是这一肥料和其它慢释放肥料相对太贵,事实上它们的应用受到限制，只用在特种作物，如草坪和草皮。

另外的方法减少氮释放是传统肥料用难溶和微生物难分解物质裹衣，如蜡、石蜡、丙烯酸类树脂和硫磺等物质。它们的利用已获得成功，这些物质能降低水分渗透进入颗粒的速度和水溶性氮移出。

硝化抑制剂 近年来，抑制硝化作用的化合物得到了发展(见 11.11 节)，因此降低了氮的淋溶速率和硝化作用氮损失的可能性。这些化合物掺入氮肥中，裹在单粒小球的表面。在美国得到充分研究的化合物有 2–氯 – 6–(三氯甲基) 吡啶销售商品名称为氮 – 增效剂，这一化合物对作物产量的影响随土壤和气候而变，通常在湿润区是有效的。]

16.4.磷的施用在肥料上超出，在美国，从庄稼收获中这个元素的移出。 什么是此的原因？(答案：略) 。

16.5. 美国的这肥料习惯的变化导致在过去 30 年硫缺乏。解释。(答案：略) 。

16.6.使用磷二铵急剧增加，在过去 10 年. 有哪些可能的原因为广泛使用这种材料？[答案：磷酸铵 磷酸铵是美国广泛施用的含磷肥料(表 16.2)。磷酸二铵(DAP) 一般含 16—18%的氮和 46—48%P_2O_5(20—21%P)，它提供的肥料磷高于任何其它肥料，DAP 是普通复合肥的材料之一(见 16.8 节)，并为高组分肥料]。

16.7. 什么是使用最广泛的钾肥材料，你如何交代使其普及？(答案：略) 。

16.8. 假设您有 300kg 三元过磷酸钙(48%P2O5)，并且您想要做 1 吨(1000kg) 10-20-20 肥料多少 kg 以下分析式的这种肥料。二铵磷酸盐(18-46-0)，氯化钾盐(0-0-60)和氮溶液(32-0-0) ？(答案；(a)P:1000kg. 20%=22kg(P_2O_5)，

200kg-(300kg. 48%)=56kg, 56kg. 100 / 46=121. 7kg(磷二铵)，磷肥总计=300kg+121. 7kg=421. 7kg

(b)N:1000kg. 10%=100kg, 100kg-(121. 7. 18%)=78. 9kg, 78. 9kg. 100 / 32=246kg(含氮溶液)

(c)1000. 20%=200kg200kg. 100 / 60=333. 3kg(氯化钾)

1000kg-(421. 7+246+333. 3)≈0，因此不要添加剂，配制混合肥料约 1000kg

16.9..您在您的草坪施用一种 10-10-10 肥料的 150kg。 下一年您从土壤测试获悉磷和钾水平高，并且您想要应用仅氮肥. 多少尿素(46-0-0)您会需要提供您运用去年的相同数量氮肥？

答案：(150.10%=15，15。100 / 46=32)

16.10 . 有什么重大的变化都发生在过去 30 年中，根据肥料的这种分析和施用方法，在美国？(答案：略) 。

16.11. 什么是优点和局限性，对土壤测试指南来说，以确定的施肥种类和施肥量.(答案：略) 。

16.12. 有什么损害,对导致过度量施肥？[答案：第三个方向是肥料措施对作物产量的影响，施肥方法可以增加土壤肥力在一定时间内，特别是施肥量超过作物养分带走量。另外一方面，过多的肥料利用不仅增加了无用的养分，而且对环境质量能有急烈影响，不良的磷和硝酸盐水平在重肥区的排水中能够危害人类和动物。另外反硝化中氮氧化的结果将会对全球上至大气有不利影响，即于这一原因，决定施肥措施时，环境质量的考虑起重要作用。]

第十七章养分通过动物厩肥和其他有机垃圾的循环

养分环是从周围持续农业环境中重要元素的增加开始的，包括返回到土壤的必需元素，这些元素被植物吸收并进入动物、家畜和工业产品。这一循环不但减少了所需补充的肥料元素，而且同时提供了有机物质和土壤覆盖，这些是持续农业所必需的。

存在三种返回土壤主要营养来源：(a) 作物残落物；(b) 动物厩肥；和(c) 家庭和工业垃圾。一些有机残落物和垃圾在美国有效利用面积占土地面积百分数见表 17.6。大量的是作物残落物，关于这个已经讲过，这些残落物返回土地，不让其燃烧或其它用途阻止它们的循环是保护性实践措施，再一个有机垃圾的大来源是动物厩肥。

表 17.1 在美国主要有机垃圾的量和这些物质施用面积占土地面积百分数

有机垃圾	每年产出(千 T 干物质)	利用占土地(%)
作物残落物	431,087	68
动物厩肥	175,000	90
城市垃圾	145,000	(1)
木工厂	35714	(5)
工业有极物	8216	3
污泥	4369	23
粮食加工	3200	(13)

[引自 USDA(1980)]

17.1 农场厩肥的意义和数量

世纪农场厩肥的利用和成功与持续农业是同义词, 厩肥不仅供给土壤有机质和植物营养, 而且与畜牧农业和饲料作物相联系, 这二者都能保护土壤。生长的植物获得高比例的光能最后贮存在农场厩肥中(图 17.1), 可以增加作物和动物产品和土壤保护及土壤利用。

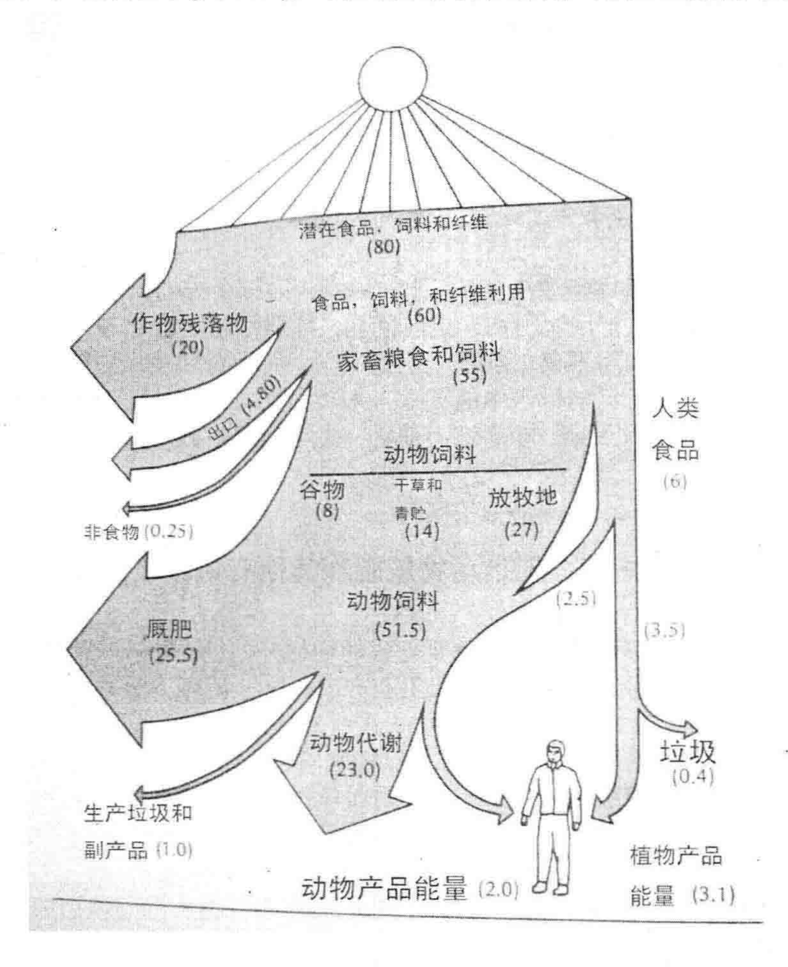


图 17.1 图解美国食物链大约能量流动(以 10 亿焦尔)，看出了高比例能量利用发现在动物厩肥中。[引自 Stickler 等(1975)

大量的农场厩肥每年能有效地返回土地，每 1000kg 活重农场动物 4T 厩肥是一般的(表 17.2)。在美国厩肥总量是 20 亿 T 每年，是这个国家人口排泄量的 10 倍。

这些厩肥有 10 亿 T 多是由围栏饲养场或大型家禽或猪联合企业中生产的，在那里粪便处理问题已超过对它的利用(见图 17.2)。如一个 50000 头肉牛围栏饲养场，每年就产生 90000T 粪便，是分解后和失水后。按传统施肥 22T / ha(10T / 英亩)，3600ha(9000 英亩) 土地能用上厩肥。即使处理排泄物中的二分之一或三分之一，也还是一个明显棘手的问题。

17.2 动物厩肥的化学成分

因为施在大田中的厩肥是粪尿、垫料和饲料残屑的混合物，因此它的成分有很大的差异(见表 17.3)。

表 17.2 代表年率粪肥生产从不同动物 注意到，相对恒定的按年率计算为干物

动物	每年产出 (T / T 活重) 新鲜粪便	干物质
牛	25.2	3.78
家禽	11.2	4.28
猪	26.4	3.96
羊	11.8	4.00
马	11.6	3.96

表 17.3 农场动物厩肥的水质和养分含量

动物	粪 / 尿比	H_2O	养分(kg / T) N	P_2O_5	P	K_2O	K
奶牛	80：20	85	5.0	1.4	0.6	3.8	3.1
肉牛	80：20	85	6.0	2.4	1.0	3.6	3.0
家禽	100：0	62	15.0	7.2	3.1	3.5	2.9
猪	60：40	85	6.5	3.6	1.6	5.5	4.5
羊	67：33	66	11.5	3.5	1.6	10.4	8.6
马	80：20	66	7.5	2.3	1.0	6.6	5.5

厩肥的水分含量和有机组成 新鲜厩肥的水分含量高，通常变化在 60—85%，如果新鲜厩肥直接喷撒在地里，过量的水分让人烦脑，但如果将厩肥加工变成液态和泥浆再施入土地，这些水就是有用的。

第十七章养分通过动物厩肥和其他有机垃圾的循环

厩肥基本上是降解的植物物质，由于动物食后只利用了有机物质的一半，因此，厩肥中的大部分固体物质和动物所吃的饲料有极为相似的有机化合物成分，虽然大部分纤维、淀粉和糖已分解，而半纤维素和木质素只变成了木质素－蛋白质复合物。这些植物性物质需要进一步分解，当把它们或者加入土壤或者放入消化池中，已经证明这样很容易最后分解成水溶性化合物。 厩肥特别来自反刍动物（如牛和羊）厩肥常带有大量细菌和其他微生物，有些微生物继续分解粪便和参与贮存阶段厩肥分解。

氮和矿物元素含量 家畜食用的饲料中的营养元素有一部分发现被排泄出来，一般说来四分之三的氮，五分之四的磷，和十分之九的钾在吃下的饲料中被动物排泄，而存在厩肥中。由于这个原因，动物厩肥是大量营养元素和微量营养元素二者的有价值的来源。

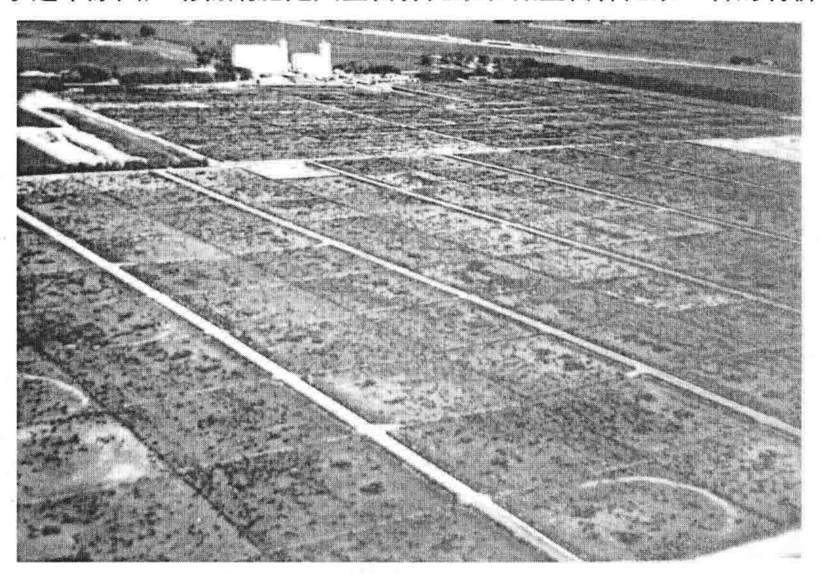


图 17.2 科罗拉多州 320 英亩围栏饲养场航测片，这里饲养 10 万头牛，在这样动物伺养密度条件下，厩肥的消化和利用成了问题。 农场动物产生至少 10 倍于美国人口产生的生物垃圾。[照片：科罗拉多州，蒙福特(Monfort) 围栏饲养有限公司提供]。

厩肥氮、磷、钾的量可以想到有很大的差异见表 17.3，这些养分的变化范围，以每 T 公斤计，一般如下(Benne 等 1961)：

钙 1.2－3.7 硼 0.01－0.06 镁 0.8－2.9 锰 0.005－0.09 硫 0.5－3.1 铜 0.005－0.015 铁 0.04－0.93 钼 0,00051－0,0055 锌 0.015－0.09

从表 17.3 看出，家畜的粪尿比(家禽厩肥无尿除外) 的变化从 2：1 到 4：1。平均一半少多一点的氮，既乎全部的磷和大约五分之二的钾,.存在固体厩肥中(图 13.7)，然而固体厩肥这种高养分含量被尿易效成分所补充，所以在管理和贮存厩肥时要把液体部分的损失减少到最小的程度。

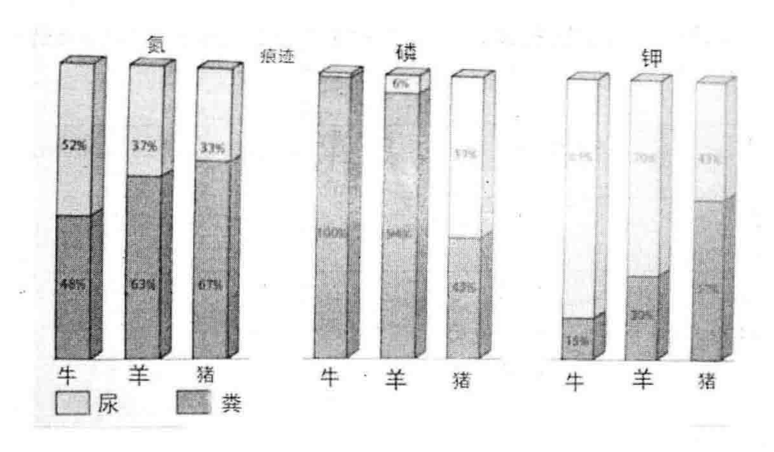


图 17.3 氮、磷、钾在家畜牛、羊、猪厩肥固、液中的分布。[根据 Van Slyke 资料计算(1932)]

从表 17.3 看出和商品肥料比较厩肥养分含量相应较低，并且养分比率认为磷比氮钾低，现代商品肥料通常 20－40 倍于厩肥的养分含量。而大部分混合肥料比厩肥也有比较高的磷对氮和钾的比率。

三个概括 第一动物厩肥相对氮、磷、钾含量较低。 两吨厩肥的养分平均含量被认为相当于 100kg10－5－10 肥料中的 N、P_2O_5 和 K_2O 含量(厩肥其平均成分为 0.5%的 N,).25%的 p_2O_5 和 0.5%的 K_2O)，但厩肥用量一般为 20－40T／ha(9－18T／英亩)，在实际情况下，厩肥的养分供应总是已相当于和略高于公认的作物年需要量。在美国相当部分主要养分部分的氮来自施入土壤中的厩肥(表 17.4)。 第二个概括是牵涉到厩肥低的养分有效性。一般接近一半的氮，五分之一的磷和二分之一的钾，厩肥施后的第一季可被吸收利用(表 17.5)，这样以速效养分为依据，每两吨厩肥提供 5kgN、1kgP_2O_5、和 5kgK_2O。 第三个实践概括是需要的 N／P／K 比率平衡。除厩肥中的磷外还要增施磷肥。这样通过对土壤大量施肥，土壤就可以不成问题，当然还因为在美国施入的磷肥往往超过该元素通过收获带走的量。 **表 17.4 美国施入土壤中的肥料，返回作物残落物和厩肥总 N.P.K 百分比**

养分	养分来源(%)		
	肥料	作物残落物	厩肥
氮	70	24	24
磷	69	13	18
钾	51	36	13

[引自 Follett(1987)]

17.3 厩肥的贮存、处理和管理

在几十年前，厩肥的贮存和施用很简单，农民把厩肥从牛棚内清除出去或堆成堆，直到土壤条件允许时才施用。饲养场的大小只足以秋冬积存在春季施用出去的厩肥。

表 17.5 不同处理的牛厩肥对生长在迈阿密粉砂壤土上的玉米产量和氮磷钾回收的影响(温室试验)

厩肥类型	产量 g / 盆	作物回收率(%)		
		N	P	K
未施厩肥	11.0	—	—	—
牛厩肥 15T 英亩				
新鲜的	19.5	44.0	19.5	40.5
发酵的	19.5	42.0	22.5	49.5
好气液体	17.0	18.5	19.5	38.0
嫌气液体	22.5	52.5	290	48.0

{引自 Hensler(1970)}

自从家畜集中密集管理以来，条件发生了剧烈变化，厩肥的处理先于它的利用问题，带来了厩肥管理的革命，随着河流和饮水来自厩肥腐解的有机质，硝酸盐和硫酸盐的污染可能性，帮助加强了这一革命。　　今天有四种厩肥处理的管理方法：(a) 每天将收集的新鲜厩肥撒施田间；(b) 施用前贮存堆堆发酵；(c) 在施用前把厩肥经过好气液化贮存；(d) 在施用前经过嫌气液化贮存和处理。这些不同的处理厩肥的方法会影响它们的生物价值，下将简要讨论。

每天施用新鲜厩肥 这种方法通常用于小到中等大小规模奶牛蓬舍，每天把清除的或用机械传送的厩肥送到撒肥机，有时增添一些过磷酸盐后撒施到地里。每天撒施可预防养分分解和挥发损失，但是接着养分损失也可发生，如厩肥撒在冻地里，春天化冻能带来钾和氮的流失，因此减少了作物利用，增加了污染河流、坑塘和湖泊污染的可能性，有25%施入的钾肥可从冻地里径流、淋溶损失。

贮存或堆制(发酵 从奶牛蓬舍和肉牛饲养场出来的厩肥可允许原处聚积或隔段时间运往附近控制，依水分含量和紧密度，可发生好气性和嫌气性分解，最大部分腐解产品是二氧化碳、水和热量。然而实际意义较大的是那些包括氮、磷、硫等元素的反应，例如田间在分解过程中尿素水解成氨，氨可以释放到大气中，反应如下：$Co(NH)_2+2H_2O \rightarrow (NH_4)_2CO_3 \rightarrow 2NH_3\uparrow+CO_2\uparrow+H_2O$

如果对硝化作用有利，硝酸盐将会大量出现，无机态的氮将会损失并产生污染危害，铵损失到大气可以通过雨雪的捕获重返地面。硝酸盐离子易溶并不能被土壤和厩肥吸附，便遭受经流水的淋洗和移动，而且还会通过反硝化作用挥发损失。

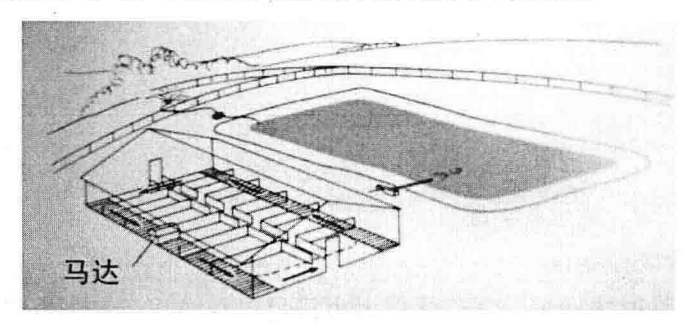


图 17.4 在猪舍内采用氧化槽和氧化池来管理猪厩肥。猪舍周围设置有缝隙的地板，下落的厩肥被水冲入联接的槽或沟内。在猪舍左侧中有一电动设备，可把空气充入腐泥状厩肥中，并使混合物顺着沟转动，好气微生物氧化其中的大部分有机垃圾，有一些氮挥发出来。这种部分净化过的残留物可由水泵或让它自流池中，通过这样以后，对最后净化厩肥通过灌溉施进地里。

好气液体处理 好气性消化的方法来处理泥浆状厩肥是处理家畜垃圾常用的方法，主要用于猪厩肥，厩肥通过地板缝流进氧化槽或传送到附近氧化池内，通过槽或池内强烈搅拌，氧气不断输入，带来槽内的不断氧化，臭气保持在最小程度，这样做可能有些氮的损失，氨的挥发。分解的主要产物有二氧化碳、水和一些无机化合物。定期地将这些固体和一些抗分解的有机残留物移去并施入土地。

图 17.4 图解中猪舍用的氧化槽和池是保持最小臭味的处理方法，但设备价格昂贵，而且也会有一些养分损失。

嫌气液体处理 这种方法和好气方法相似，不同之处是不向液体泥浆状厩肥内通入氧气，促进好气微生物活动。该反应和化粪池内的反应相似，这些气体产生 60－80%是甲烷，其余大部分是二氧化碳。在嫌气微生物的消化下，产生出的甲烷气体可用作燃料在亚洲和中美洲部分地区。所以有“生物煤气” 之称，它是用动物厩肥和其它农业垃圾及城市垃圾制作，化粪池生产的沼气用于个别家庭和小团体使用。这一个在乡村地区，部分低收入国家是活的能源，在这些低收入国家能源价格高，而且没有广泛有效的电能。

这一处理方法和其它处理方法一样，会发生大量的有机碳损失，但是作物吸收这些处理产物，然而作物对这些处理过厩肥的反映和新鲜厩肥一样好，表 17.5 的资料说明了这一点。只是在动物垃圾处理期间好气过程液体已证明有氮的损失。

在过去几年里，科学的发展已明显地改善了动物垃圾管理技术，这一技术正继续提供用于大规模农业生产的产品。

17.4 厩肥的农业利用

从生物学的观点，厩肥有多种作用，它提供各种营养和有机质，有机质能改善土壤的物理性状，它对作物的有利影响是其他肥料难以相同的。尽管它的劳动量大，管理费用高和友效成分低，厩肥仍是最有价值的有机质来源。

敏感作物 厩肥是把大多数作物的有效来源，特别是那些相对高氮需求作物，如玉米、高梁、小粒谷物，牧草对厩肥的反应和蔬菜及观赏植物一样好。

施肥量决定于作物各别的需要，但通常施用量是 20－40T／ha(9－18T／英亩)。一般说来，超过这个施肥量每 T 厩肥的反映就差，并证明只有这些厩肥的控制量才不会造成水污染。

特别用途 厩肥有几项特别的用途，施入因侵蚀而失去覆盖的地区或灌溉平地便是个很好的例子。在受影响的地方，厩肥首次用量为 75－100T／ha(33－45T／英亩)，这一用量可以说既供应了有机质又供应了营养需要。

在缺乏微量元素的特殊情况下，施用厩肥可以得到改善。这种方法可用以解决某些不确定特殊营养缺乏，施用厩肥很少受到微量元素的中毒。

极砂的土壤大量施用厩肥可促进结构的稳定，持水能力可以增加，和改善粘重土壤耕作的可塑性。这两种情况，都证明了厩肥利用的物理作用。

家庭菜园厩肥的用量远远大于大规模农业生产，他们的目的是保持酥松，易于耕耘，而成本是次要的。另外种植乔木和灌木，厩肥一般一次性施用，因此第一次用量较多是正

确的。

17.5 厩肥的长期影响

动物厩肥施后的当季作物只回收五分之一和二分之一的养分，多数保持在腐殖质化合物中，分解极慢。在这种形态中的元素相对释放极慢，每年一般为 2－4%的速度。因此厩肥中腐殖质类的化合物在厩肥施入后

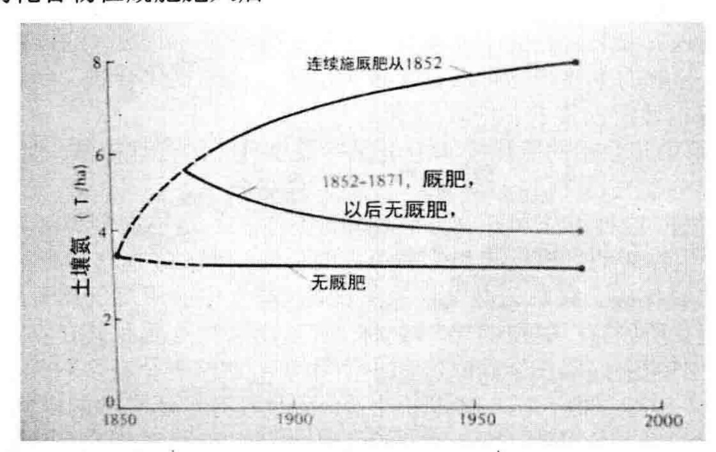


图 17.5 英国在著名的罗塞兰试验站，农业厩肥处理对上部 23cm 土壤含氮量的影响，小区连续生长大麦。从 1852 年厩肥每年施用量 35T / ha，土壤含氮量大有增加，注意小区在 1852 至 1871 年施用厩肥后没有施任何厩肥，氮慢慢减少到下一个 100 年之后，厩肥的长期后效是明显的。[引自 Jenkinsom 和 johnston(1977)]

如图 17.5 厩肥的长期影响，在英国罗塞兰试验站，在 1852 年每年施动物厩肥 34T，对小区施用 19 年厩肥，其上为连续生长的大麦,1872 年没有再施厩肥，但对土壤含氮量进行检查,19 年的施用厩肥，在以后的 100 年间都有有益作用，虽然这种明显长期作用不能指望在所有地方和所有土壤即如此，但图 17.5 告诉我们，动物厩肥的有益作用是长期的和高效的。

17.6 城市和工业垃圾

对环境污染的公众关心的焦点集中在城市和工业垃圾的消化上，利用土地对其消化不断扩大，虽然将这些垃圾施入土地的主要理由是为了安全消化它们，同时它们在一些情况下还会增加作物产量。

垃圾类型

有四种类型有机垃圾常大量施用于土地。(a) 城市丢弃饭菜；(b) 下水道污水、污泥；(c) 食品加工垃圾；(d) 木材工业垃圾。其它工业垃圾由于含有不了解的有毒化学品，它们可以或不可以被接受为有机质来源和施入土地作为植物营养。丢弃饭菜有些亚洲国家及欧洲局部地区城市丢弃的饭菜屑越来越广泛地用于增加作物产量。城市有机垃圾被混合(部分的堆堆分解) 后施入土地，在美国大部分丢弃饭菜屑是用其它方法处理，很少施入土地，主要是为了节约。这些混合物只含有约 0.5%的 N,)0.4%的 P 和 0.2%的 K，所以它的低养分含量和恶臭，它的运输和处理管理成本，通常使它和商业无机肥料比较，用于提供土地养分是不经济的，但是丢弃饭菜屑能够创造好的土壤条件。

食品加工垃圾

土地施用粮食加工垃圾是在局部地区采取的措施，但这一措施主要在于减少污染，而不在于作物产量。液体垃圾通常通过喷灌喷给固定草场(图 17.6)。加工厂的加工进度表指令施肥时间和施用量，并且这些都要和最佳的作物产量相适应。

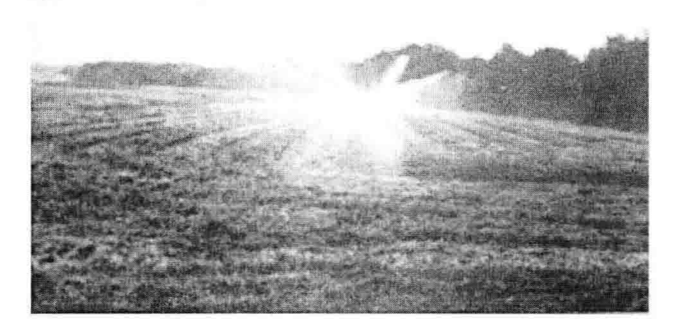


图 17.6 土地里农业加工垃圾正在喷撒。喷灌管路是来自地下管道，苹果垃圾来自附近加工厂。

木屑

木屑来自木工厂的木屑和其它有机垃圾源具有长久地改善土壤的条件物质，特别对家庭花园，这些垃圾具有高木质素和相关物质，并具有较高的 C／N 比，因为分解很慢，因此木工厂垃圾不易提供植物营养。事实上，间断的氮源也不能用木屑提供，甚至当大量的氮加入木屑，植物也会表现氮缺乏。

木屑主要的有利影响是对土壤的物理性质，家庭花园生产性花和蔬菜也可施用，甚至对重质地土壤，也可以经常大量施用木屑。

17.7 污水排泄和污泥

为了努力防止河海受城市污水流出污染，土地施用污水或圬水系统流动的固体，污水污泥(图 17.7) 就要加强。没有其它非农有机垃圾比生活污水施用土地和大田生产用地是更重要的。在美国有三分之一产生的污泥是施用于土地。

液态污水污泥 亚洲国家特别是中国，利用人类垃圾普遍，并多年如此。这些垃圾称为“人粪尿”，是收集施用于土壤少加工或不加工，可以说为了作物就是为了人们消费。中国在垃圾再循环方面的明显成就是特别重视农业目的。

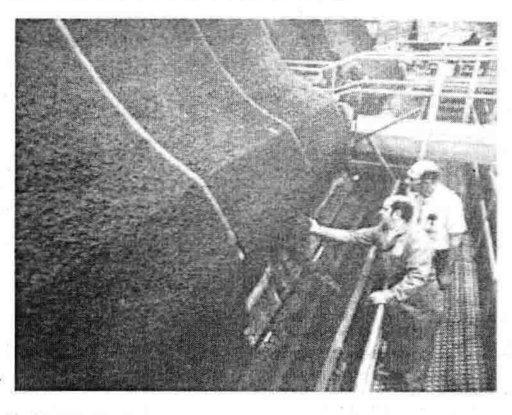


图 17.7 生活污水正从邻近华成顿的布卢平原污水河移动。正利用直流真空过滤器过滤

这些物质直接施入土地是有效的。

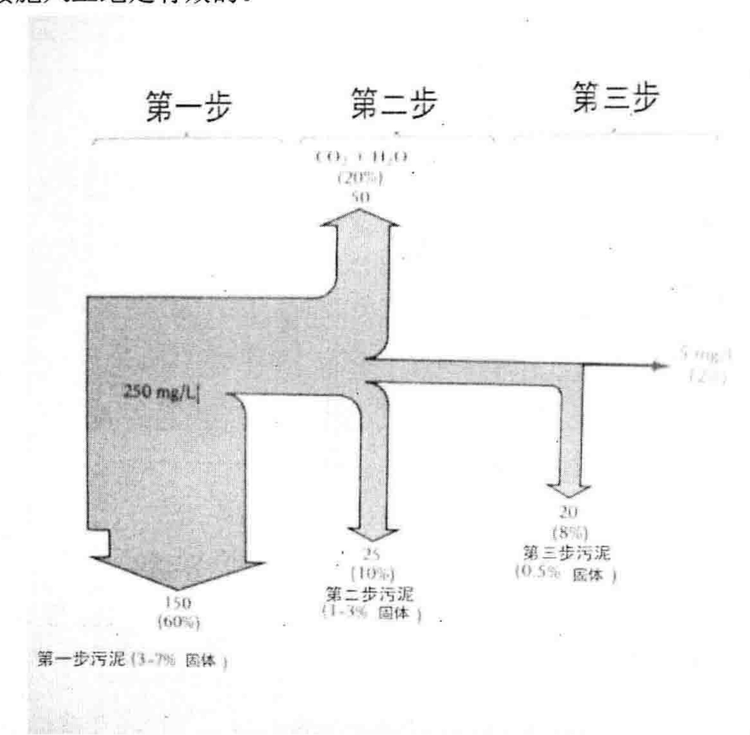


图 17.8 图解说明垃圾固体悬浮移动，第一步处理是让大部分固体从未加工污水分离出，第二步处理是促进大量有机质氧化作用和进一步分离出更多固体，第三步处理通常宝包括用钙、铝或铁化合物从污水中移去磷酸。[引自 Loehr(1979)]

液态污水污泥 亚洲国家特别是中国，利用人类垃圾普遍，并多年如此。这些垃圾称为“人粪尿”，是收集施用于土壤少加工或不加工，可以说为了作物就是为了人们消费。中国在垃圾再循环方面的明显成就是特别重视农业目的。

污水施用于土地在欧洲和美国一些地方也有几十年了，芝加哥市将污水消化处理后施用于土地，污水用船运到消化地点，在消化池贮存一段时间，然后施入土壤或用喷灌喷用。利用这一技术每天施用土地 7 百万 m^3 垃圾，玉米、草芦、苜蓿草、大豆作物中对这一处理最有效,污水作为有机质源和作物生长营养源将会变得更加重要。

固体污泥 污泥是固体，是居民或工业废水处理厂副产品(图 17.8)，它被施用于土地已经几十年了，以后似乎还有扩大趋势，北美洲由密耳瓦基市污泥管理委员会生产的“有机粉”产品是干污泥固体自从 1927 年广泛施用，费城发展的混合肥料体系和污泥的土地利用就是以污泥处理为基础的。

所以应该看到,从一个污泥处理厂到另一个污泥处理厂，污泥组成是不同的，取决于处理的特点和有机质消化的阶段，重金属水平，如锌、铅、铜、铁、锰和镉，这些都极大地决定于工业废物和居民垃圾的混合程度，如果这些元素含量太高，污泥价值就很小，甚至对农业有损失(见 18.7 节)。

表 17.6 的资料说明中西部和东部一些州污泥厂混合肥的差异。和无机肥比较，污泥通常含养分较低，特别是磷和钾，典型 N.P 和 K 水平各是 3%,2.0%和 0.4%。明显地，污泥的施用量远超过商品肥料才能保障所需必要元素的相应水平，特别是钾，增施一些其它肥料或化肥以保障养分平衡和好的作物产量是需要的。

表 17.6 一些州城市污泥有机碳、N、P 和 K 的平均水平

州	污泥厂数量		平均水平		
有机 C%	总 N%	总 N%	总 P%		
总 K%威斯康星州	38	35.8	5.4	2.7	1.13
密西根州	47	31.7	1.6	1.6	0.14
印地安纳州	14	22.7	3.1	1.9	0.33
明尼苏达州	19	29.9	5.3	3.5	0.30
新泽西州	13	—	2.6	1.7	0.16
新罕布夏州	28	38.0	2.5	0.9	0.30
俄亥俄州	15	—	3.8	—	0.15
所有各州		30.4	2.5	1.8	0.24

[引自 Mccalla 等(1877)]

污泥施用的实际作用 从图 17.9 看出，在不同土温下玉米对施用污泥的典型反应,温度越高反应增加,这对微生物活动释放植物养分是重要的。注意，虽然由高污泥施用量(高至 112T／ha 或 50T／英亩) 获得的产量反应较低于动物厩肥只施用 20－40T／ha 预期反应,这似乎由于污泥在施入土壤之前，在污泥厂已经受到很大降解作用。其它研究不同，污泥在土壤中的分解比植物残落物慢得多，甚至比动物厩肥也慢得多，甚至比动物厩肥也慢得多。

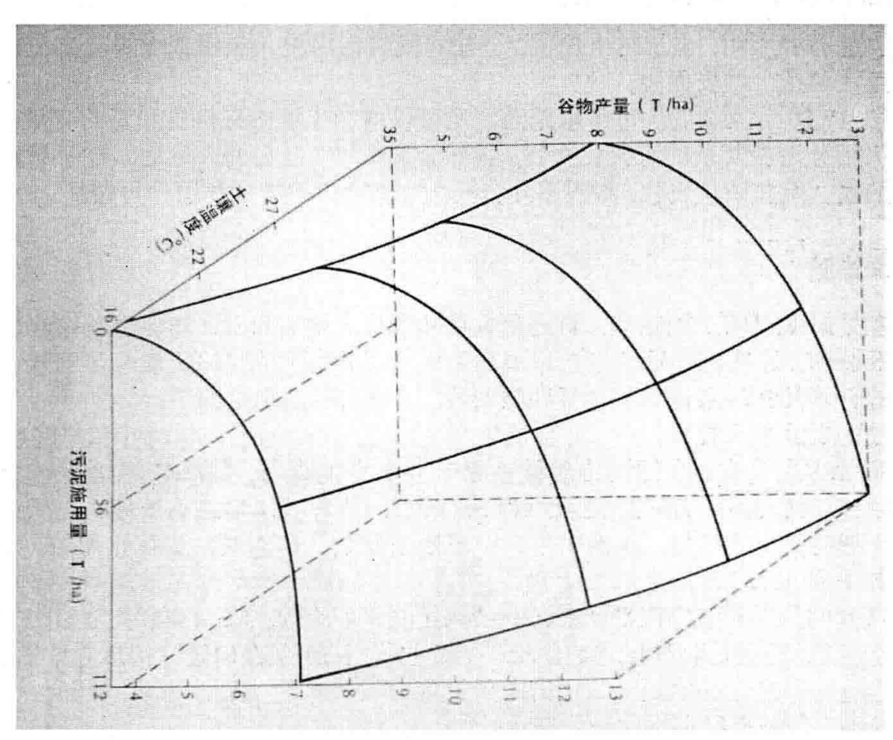


图 17.9 污泥施入谷物玉米大田，在不同土壤温度条件下的作用，获得的反应是在从施肥量第一个只有 56T 土温在 16^0c，到施用量 112T 比率。[引自 Sheffor 等(1979)

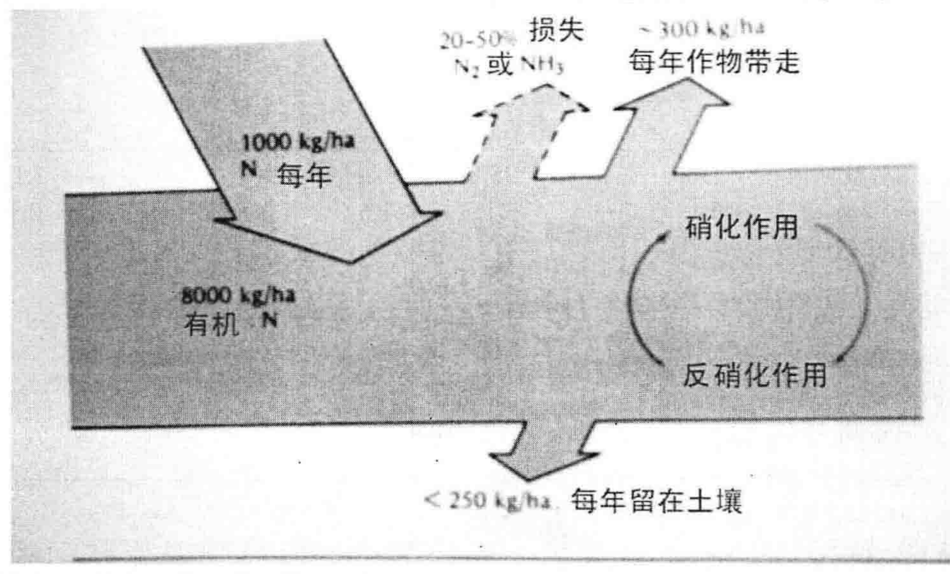


图 17.10 施入土地中污泥氮的去向，显示每年大约增加 1000kg 氮，中间有 20—50 的通过挥发成 N_2 或氨损失掉，和近 33kg / ha 通过作物带走，残留在土壤中的氮有一些，另外增加土壤有机质近 8000kg / ha。[引自 Lophr 等(1979)]

重施污泥对土壤的物理性质有利影响，污泥可形成有机质覆盖，因此可以保护土壤保持土壤水分，不幸的是氮可以从污泥中损失，可以通过氨挥发，也可以通过反硝化(图 17.10)，此时的损失对单纯为了消化垃圾来说并不重要，但和农民有关，如果氮如此在土壤中作物就能有效利用，出于这一原因，一些农民将污垙施入土壤或至少一部分施用的污泥翻入土壤比留在土壤表面强。

从图 17.10 还可看出，每年重施污泥还可以增加土壤中有机质和氮的含量。这些增加反映出大部分这些复杂的有机化合物，虽然分解很慢，但它们大量地增加了贫饥有机质和相联系的氮、硫和磷化合物，经过多年，可以为植物和动物再利用后再循环。

17.8 堆肥

堆肥是时间证明过的措施，通过微生物和其他土壤有机体，能促进动植物器官有机物质的部分分解，好气性分解发生在堆堆和箱中，这样能保持腐解所需的足够水分。污泥固体可以混合于其它城市垃圾如树叶和修剪物，干燥后可以卖给园丁。

堆肥的家庭生产较为广泛，并且近年有所增加，这是为了控制树叶和家庭垃圾的燃烧，这种封堆的方法是好的，因为堆肥能获得一些养分的保持，残落物燃烧会造成养分的损失。即乎任何植物材料都可以堆肥，树叶、杂草、草坪剪落物、小剪枝、花园垃圾是有机物质的主要来源，再补加一些锯末、真空清洁器灰尘、炉渣灰。为促进腐解，加入少量肥料并带有少量土壤以保障腐解微生物的存在，这些物质可以堆堆在木箱中或堆堆后周围围上铁纤绦丝网，堆中可以保持水分(50－70%),但不能太湿，因为分解需要好气性，这些物质最好往下堆积一些，以帮助堆内防风干，图 17.11 说明了如何按结构堆肥堆堆。

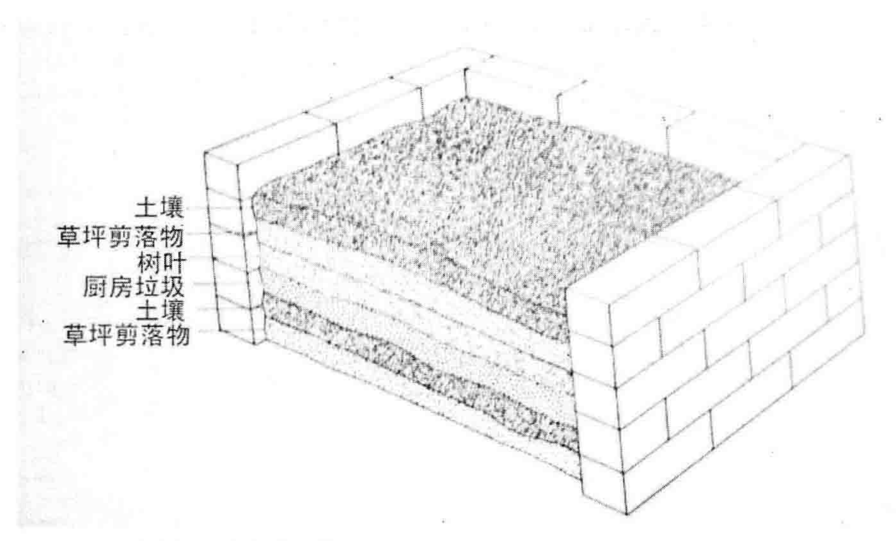


图 17.11 私人堆肥堆堆的例子, 各种家庭和花园垃圾和少量厩肥与土壤层层堆加, 保持湿度并这有利于进行土壤微生物分解。

有机质氧化的热量能增加堆肥堆的温度, 当腐解发生快速, 温度可达 50－72^{0}C(122－161^{0}F), 在这样温度下, 杂草就会被杀死, 另外大部分植物和动物昆虫有机体也会被杀死。

中国大概是应用堆肥比其它任何国家都广泛的国家, 作物残落物、动物厩肥、人类垃圾,混合土壤和坑塘河床污泥堆成长堆成长堆, 这种堆用湿泥在两面封上, 可以防止水分损失(图 17.12), 常用竹杆在堆内插一个孔, 这样保障通过该孔供给空气和排出分解物质。这样的大堆常避免在家中花园堆制, 最好在大田堆制。



图 17.12 中国的堆肥堆, 作物残落物、厩肥和土壤在田块的两端混合在一起, 有机质部分分解后, 施入附近田块。

作物对堆肥的反应 恰当的堆制方法, 如果补充一些商品肥料和石灰当需要时, 能象动物厩肥一样有效增加作物产量。施用量 20－40T／ha(18T／英亩) 是需要的, 因为营养元素含量低, 此外和动物厩肥一样, 其养分不都是对植物速效的, 在中国不同作物的有效反应见表 17.7。

表 17.7 施用堆肥在中国对一些粮食作物和饲料作物产量的作用

作物	施肥量(T / ha)	产量(T / ha)	
无堆肥	施堆肥		
玉米	30.4	4.408	5700
土豆	38.0	7.737	14630
糖甜菜	15.2	26.741	33600
小麦	38.0	2336	3230
谷子	38.0	2257	3341
高粱	38.0	1664	3078
大豆	30.0	1877	2310

[引自 FAO(1977)]



图 17.13 堆肥常广泛用于花园和菜园覆盖。[引自美国农业部土壤保持局]

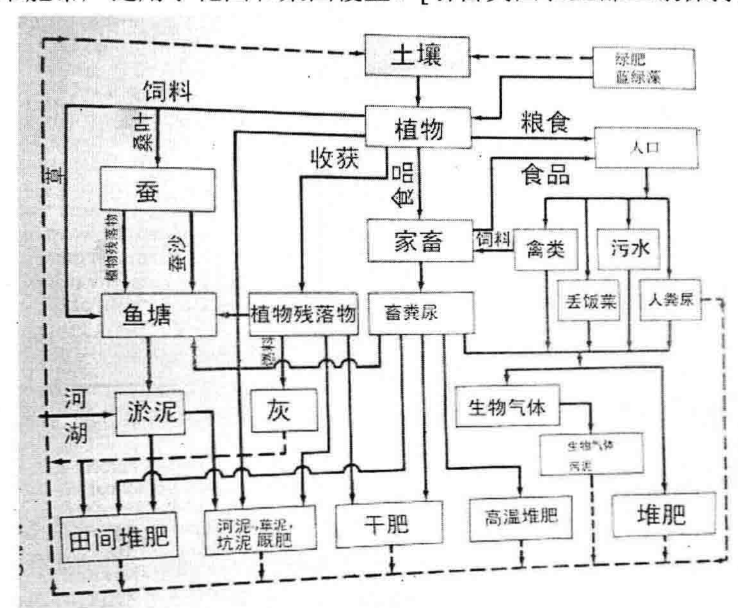


图 17.14 在中国有机垃圾的再循环中，注意作为接收者的土壤的利用程度。[引自粮农组织(1977)]

堆肥材料时常用作蔬菜和花园覆盖(图 17.13)，这一措施不仅提供了作物营养，而且还提供了土壤覆盖及很好的水分保持，院内盆栽植物盆中掺入大量堆肥，植物就能健状地生长。

17.9 垃圾循环一体化

大部分工业国家，有机垃圾即动物厩肥的广泛再循环是是相对的近期现象，在人口密集的亚洲地区，当然中国的一部和日本这一循环已有相当长时间的实践。图 17.14 说明了中国有机垃圾利用的许多途经。农业是这些垃圾接收者之一，大量的是用作生物生产. 如粮食、鱼类生产和热源，通过堆肥堆帮助舍内加温、 温室、水管加温。最重要的是植物营养和有机质通过土壤再被植物利用的循环，这一维护措施是乎被其他国家包括美国正更广泛地实施。

17.10 结论

有机垃圾是重要的养分资源，它可以再循环于土壤与植物利用中。在美国 20 亿 T 多的动物厩肥在再循环中是有效的，还有大量的有机工业和城市垃圾。

这些物质施用进土壤可以有两种用途，第一保障有益的化学物理作用对土壤和促进作物产量。这些有机垃圾帮助保持增加土壤有机质水平和保障大量的植物养分。第二土壤能够起到重要的有机垃圾的消化场所。而且这第二个用途日益增加是适度的，因为巨大的有机垃圾需要处理，有机垃圾有益的作用对稳定的农产品也不是越多越好。

农业垃圾的合理循环是稳妥措施，它具有特点是本世纪成功的农业系统。但它不太重要在今天，以高养分为目的来满足作物需求，进而满足日益增长的食品需求的观点看。农场动物垃圾应该再循环在更大程度上以稳妥的管理措施将被采纳。

城市垃圾和一些工业垃圾已经是有些重要在养分再循环中，虽然一些物质含有毒素水平，有机的和无机化合物的，不利于植物和动物健康，这些物质将在下章再谈。

思考题:

17.1. 本世纪农家肥料已被称为有益可持续的对农业生产 ,但在美国他们 人们普遍认为,今天大部分是利用处理问题，你认为是这样吗？[答案: 是这样，量大难处理. 世纪农场厩肥的利用和成功与持续农业是同义词，厩肥不仅供给土壤有机质和植物营养，而且与畜牧农业和饲料作物相联系，这二者都能保护土壤。生长的植物获得高比例的光能最后贮存在农场厩肥中(图 17.1)，可以增加作物和动物产品和土壤保护及土壤利用。

大量的农场厩肥每年能有效地返回土地，每 1000kg 活重农场动物 4T 厩肥是一般的(表 17.2)。在美国

厩肥总量是 20 亿 T 每年，是这个国家人口排泄量的 10 倍。

这些厩肥有 10 亿 T 多是由围栏饲养场或大型家禽或猪联合企业中生产的，在那里粪便处理问题已超过

对它的利用(见图 17.2)。如一个 50000 头肉牛围栏饲养场，每年就产生 90000T 粪便，是分解后和失水

后。按传统施肥 22T／ha(10T／英亩),3600ha(9000 英亩) 土地能用上厩肥。即使处理排泄物中的二分之一

或三分之一，也还是一个明显棘手的问题。]

17.2. 为什么和利用农用有机肥相比,化肥是他们的补充对土壤？ [答案：。

第十七章养分通过动物厩肥和其他有机垃圾的循环

三个概括 第一动物厩肥相对氮、磷、钾含量较低。 两吨厩肥的养分平均含量被认为相当于 100kg10－5－10 肥料中的 N、P_2O_5 和 K_2O 含量(厩肥其平均成分为 0.5%的 N,).25%的 p_2O_5 和 0.5%的 K_2O), 但厩肥用量一般为 20－40T／ha(9－18T／英亩), 在实际情况下, 厩肥的养分供应总是已相当于和略高于公认的作物年需要量。在美国相当部分主要养分部分的氮来自施入土壤中的厩肥(表 17.4)。 第二个概括是牵涉到厩肥低的养分有效性。一般接近一半的氮, 五分之一的磷和二分之一的钾, 厩肥施后的第一季可被吸收利用(表 17.5), 这样以速效养分为依据, 每两吨厩肥提供 5kgN、1kgP_2O_5、和 5kgK_2O。 第三个实践概括是需要的 N／P／K 比率平衡。除厩肥中的磷外还要增施磷肥。这样通过对土壤大量施肥, 土壤就可以不成问题, 当然还因为在美国施入的磷肥往往超过该元素通过收获带走的量]

17.3. 假设你施用 50kg10－10－10 化肥于花园中, 你想用农场厩肥代替化肥, 需要多少普通农场厩肥保证提供的总氮量相同,需用补充多少过磷酸钙(20P_2O_5) 使养分的含量和 50kg10－10－10 的肥料相同.(答案: 普通厩肥养分平均含量 N=0.5%,P_2O_5)0.25%

,K_2O=0.5%,(a)N:50kg.10%=5kg,5kg.100／0.5=1000kg(厩肥用量)

(b)P_2O_5:50kg.10%=5kg,5kg-(1000kg.0.25%)=2.5kg,2.5kg.100／20=12.5kg(过磷酸钙用量)

(c)K_2O:50kg.10%=5kg(化肥的 K_2O 含量),1000kg.5%=5kg(厩肥 K_2O 含量).

因为 50kg 化肥 K_2O 含量=1000kg 厩肥 K_2O 含量, 所以不需要补充钾肥.

17.4 您去购买厩肥的推销员指出您需要大约三倍同样多厩肥，象您在答复计算。<思考题 3>为今年庄稼提供同样可利用的营养素象提供去年被购买的 10-10-10 化肥。 有没有任何真相到他的忠告或推销员仅仅利用您？解释。[答案: 推销员仅仅利用您。**三个概括** 第一动物厩肥相对氮、磷、钾含量较低。 两吨厩肥的养分平均含量被认为相当于 100kg10－5－10 肥料中的 N、P_2O_5 和 K_2O 含量(厩肥其平均成分为 0.5%的 N,).25%的 p_2O_5 和 0.5%的 K_2O), 但厩肥用量一般为 20－40T／ha(9－18T／英亩), 在实际情况下, 厩肥的养分供应总是已相当于和略高于公认的作物年需要量。在美国相当部分主要养分部分的氮来自施入土壤中的厩肥(表 17.4)。 第二个概括是牵涉到厩肥低的养分有效性。一般接近一半的氮, 五分之一的磷和二分之一的钾, 厩肥施后的第一季可被吸收利用(表 17.5), 这样以速效养分为依据, 每两吨厩肥提供 5kgN、1kgP_2O_5、和 5kgK_2O。第三个实践概括是需要的 N／P／K 比率平衡。除厩肥中的磷外还要增施磷肥。这样通过对土壤大量施肥, 土壤就可以不成问题, 当然还因为在美国施入的磷肥往往超过该元素通过收获带走的量。 .]

17.5. 对比有氧和无氧系统发酵动物废物的,并说明了各自的优缺点. 用哪个使用沼气系统,以提供甲烷?(答案: 略) 。

17.6. 比较化学和生物学特性有关作物残留物和动物粪肥。 (答案 : 略) 。

17.7. 什么污泥的性质,使之(a) 优良及(b) 非优良速施入土壤?(答案: 略) 。

17.8. 在本世纪为什么垃圾和污泥,广泛用于农业?(答案: 略) 。

17.9. 多少吨含 3.0 %的氮污泥,将需要提供相同总氮的 800kg20-20-20 化肥?

(答案:800kg.20%=160kg,160kg／3.0%=5.3T)

17.10. 什么材料常用庭院堆肥?(答案: 略) 。

17.11. 如何将堆肥化学成分和原植物材料相比较? (答案: 略) 。

第十八章土壤与化学污染

不管人们的意向如何，土壤是大部分这些废物和现代社会用过的化学制品的主要容纳场所，而且一旦这些物质进入土壤，就变为影响一切生物循环的一部分，至少要一般了解污染本身，它们与土壤的反应及管理、分解和消除活性所需方法。

土壤中较多的污染物通常有六类：第一类是几千种农药制剂，其中大多数是农业用途；第二类是一类无机污染物如汞、镉和铅；第三类是有机废物，例如由集中围栏饲养场和食品加工厂、城市和工业垃圾，这些物质可以加入土壤。盐、放射性元素、酸雨遗留污染物也将讨论。

18.1 化学农药-背景

有一万多种昆虫、 600 多种杂草、有 1500 种植物病害和 1500 种线虫对人类、动物和植物有害。早在古希腊文明，化学物质被用作控制昆虫，十九世纪早期巴斯德(Pasteur) 已经发现微生物是某些植物和动物疾病的起因，并着手用这些化学物质控制这些病害，但合城有机农药一直没有合成出，直到二十世纪中期这些化学农药才得到广泛应用。

合成农药 当 1939 年滴滴涕(DDT) 的杀虫性质的发现和 1941 年(2.4—滴) 的除草效应的发现，才是农业化学革命的真正开始，这些化合物能杀虫除草，并且制造成本低。自从这些发现开始，已经发展和试验过的以及正在使用的各种化学品种配方几乎有好几万种之多,1985 年美国花费 47 亿美元用去 500 百万公斤农药，有四分之三用于农业(表 18.1)，大约有 600 种化学品，以差不多 50000 种配方被用于防治病虫害。

农药给社会带来了大量好处是帮助控制了蚊虫和其它昆虫媒体对人传染疾病，如黄热病(Yellow fever)、疟疾。农药能够保护作物和家畜抵抗昆虫和疾病，化学除草控制将耕作这样的浪费减少到最少，农药减少了粮食从农庄至饭桌运销中的损耗。

当然，一旦这些化学物质进入土壤，它将变成一些麻烦，一部分不易被生物降解并保留在土壤中和水中许多年。另外，它能危害非目标生物,象有益昆虫和土壤生物。再者，含有这些化学物质的残落物，土壤生物象蚯蚓食用后，化学物质在蚯蚓体内浓缩，鸟和鱼吃了蚯蚓农药进一步提高到致命的水平，受害的生物发出了警告，农药危害将会使环境复杂化。

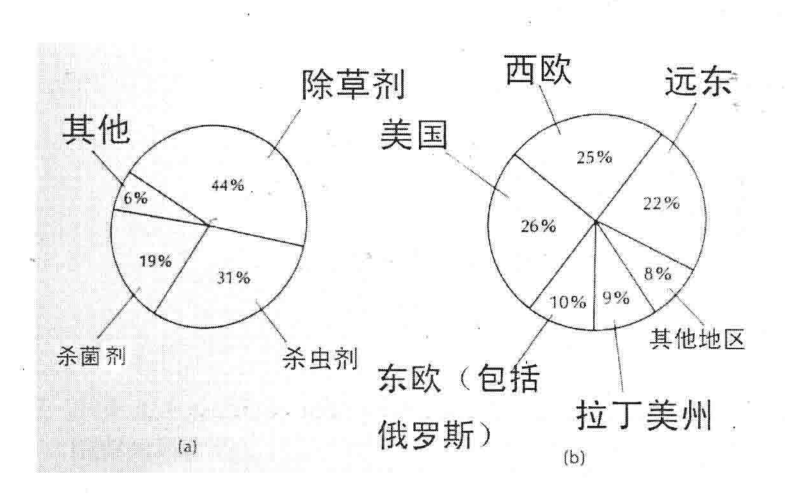


图 18. 1. 1986 年世界农药使用, (a) 不同类型的比例; (b) 各地使用量。

表 18.1 对于不同的杀虫剂的支出在 1979 年和 1985 年美国的支出, 1990 年,预计费用。

杀虫剂	支出(百万美元)		
	1970	1985	1990(计划 0
除草剂	413	2675	3475
杀虫剂	286	1360	1700
杀菌剂	120	365	450
其它	83	300	380
杀线虫剂	(21)	(85)	(110)
杀鼠剂	(13)	(50)	(64)
脱叶剂/干燥剂	(10)	(45)	(55)
其它	(17)	(80)	(104)
总计	902	4700	6000

18.2 农药的种类

农药按防治对象通常可分为: (a) 杀虫剂; (b) 杀菌剂; (c) 除草剂(灭草剂); (d) 灭鼠剂; (e) 杀线虫剂。实际上, 发现它们全部可进入土壤, 由于前三类使用量最大, 因而更可能污染土壤, 下面将主要讨论这些。表 18.2 列出了一些常用农药的名称, 在图 18.2 看出它们结构式的多样性。

图 18. 2 几种广泛应用的农药结构式。氨基甲酰、对硫磷是杀虫剂, 2. , 4—D 和阿特拉津是除草剂。 结构式的多样性导致在土壤中的性质和反应有很大差别。

表 18.2 美国常用农药分类和每类举例

化学农药类别	举例
杀虫剂	
有机氯类	艾氏剂 氯丹 七氯 二溴丙烷
有机磷类	二嗪农 乙拌磷 1605 马拉硫磷 甲基 1605
氨基甲酸脂类	氨基甲酸酯 百灵丹 甲氧丙烷 得灭克 醛亚胺甲基叉威
除虫菊酯	氯菊酯
其它	二溴乙烷
杀菌剂	
苯并咪唑类	杀菌灵 涕必灵
硫代氨基甲酸盐	福美铁 代森锰
三氯杂茂	唑菌酮 比多农
其它	硫酸铜百可宁
除草剂	
苯氧乙酸类	2,4—滴 2,4,5—滴 百阔净 加扑草
均三氯苯类	阿特拉津 西玛津 扑灭津 草净津 草除净
苯脲类	敌草隆 利谷隆 伏草隆 除草定
脂肪酸类	茅草枯
氨苯甲酸脂类	醋酸丁酯 灭草猛 茵草敌
硝基苯酚	地乐酚
二硝基苯胺类	氟乐灵 氟草胺
联吡啶类	百草枯 杀草快
酰胺	杂草锁 敌稗 抑草生 草杀安
苯.邻苯二酸盐	百草敌 敌草索

杀 虫剂 这些杀虫剂大多包括在三类里，直到 1970 年有机氯例如 DDT 是使用最广泛的杀虫剂。但是它们生物降解低，持留期过长，和对鸟和鱼的毒性，因此这需要限制和消除对有机氯的使用。

有机磷农药一般是可以生物降解，这就减少了它们在土壤和水中累积的可能性。但是有机磷对人的毒性比有机氯大得多，所以在保存和使用时必须十分小心。氨基甲酸脂类由于其容易生物降解和哺乳动物毒性较低，因而也受到大多数环境学家的欢迎。

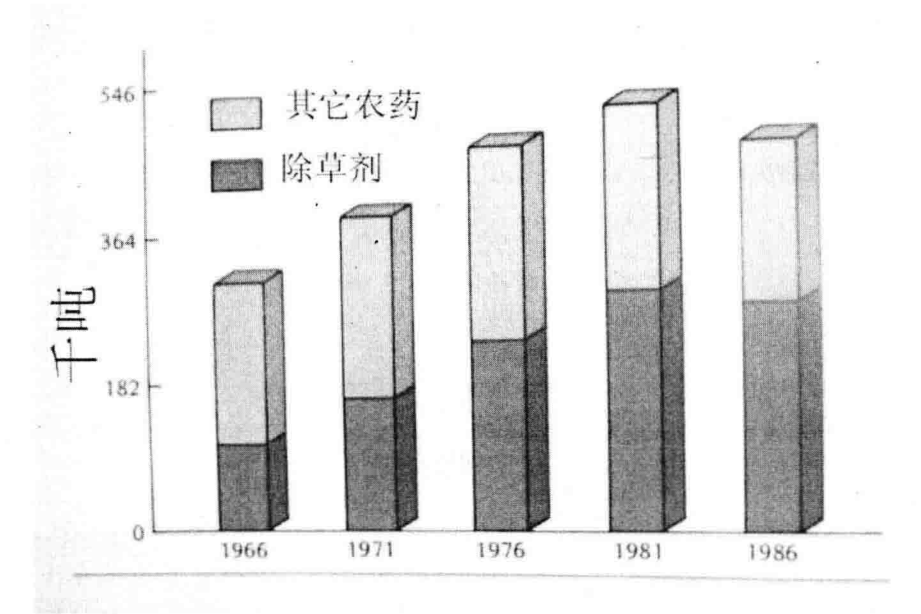


图 18.3 美国自 1966 年来使用农药的增加。注意在所有的增加中，主要的是除草剂的增加。[美国农业部的资料]

杀菌剂 美国杀菌剂的应用比除草剂和杀虫剂少得多，杀菌剂主要用于水果和蔬菜的田间病害防治，它们也用于消灭一般作物种子的病害和防止水果蔬菜贮放时的腐烂，木材防腐和织物防霉亦使用杀菌剂。过去大量的杀菌剂含有汞、砷和铜，因为这些元素对人类和动物能产生很大的毒性。取而代之的有有机物质象二氨基甲酸脂和有机磷现在流行使用。

除草剂 美国除草剂的使用量超过其它两种农药的的使用量(18.3)，自从 2,4—滴(2,4—二氯代苯氧乙酸) 问世以来，近数百种配方在市场销售，其中包括均三氮苯类(专用玉米地杂草防治)，苯脲类、脂肪酸类、氨基甲酸脂类、二硝基苯胺类、联吡啶类(表 18.2)，可以想像，由于化学药品构造上的差异很大，相应的性质差异也会很大。但是除草剂是可以生物降解的，其中大多数对哺乳动物毒性较低。有一些除草剂对鱼类，也许对其它野生生物有很大毒性，因而再一次强调必须重视这些化学品的间接的影响。

18.3 农药在土壤中的反应

通常将农药施于植物叶面，土壤表面或施入土壤，大部分化学物质最终将进入土壤，因而对化学物质在土壤中的移动 1 至 6 种主要方向：

挥发并消失在大气中而不发生化学变化。

被腐殖质或粘粒吸附。

可以以液体或土壤溶液的形式通过土壤向下淋失。

在土壤内部或在土壤表面发生化学反应。

被土壤微生物降解。

它们被植物吸收或被植物解毒。

这些化学物质具体去留主要决定于最后部分的化学结构，从图 18.2 可见很不相同，变化过程对有机化学物质在土壤中的作用表示在图 18.4 中。

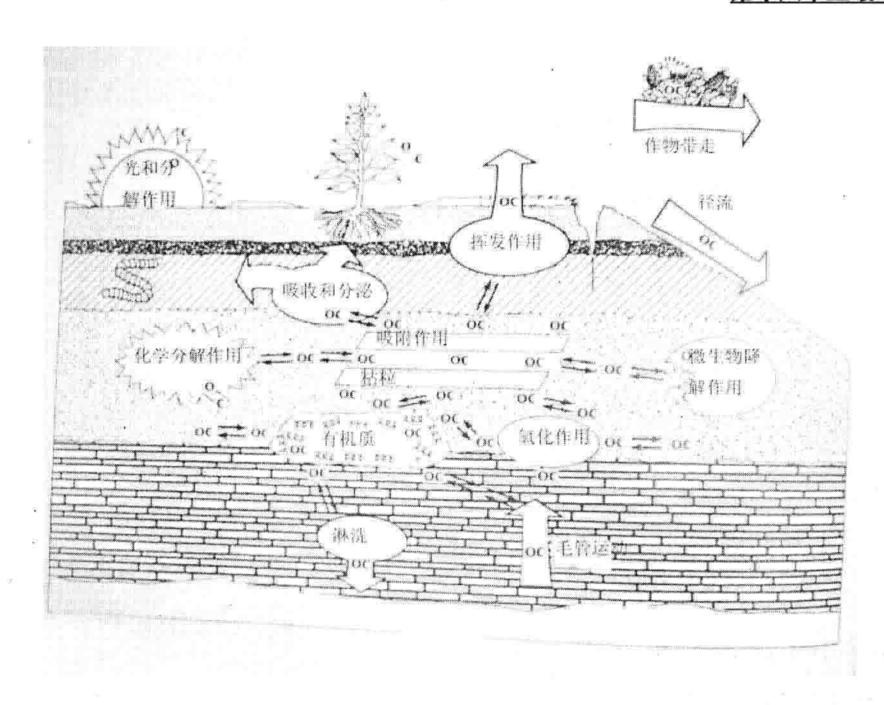


图 18.4 土壤中有机化学物质(OC)如农药降解作用过程。注意降解过程有机质分解出有机化学物质(C 和 O)，转移过程中 OC 保持一体。[引自 Weber 和 Milleer(1989)]

挥发作用 农药的挥发性差异很大，因而消失到大气中的难易也不一样，某些土壤熏蒸剂如溴甲烷所以被选用，是因为它们有很高的蒸气压，因而可渗入土壤孔隙以接触防治对象，这一特性使处理后除非及时复土和盖封，否则将很快消失到大气中。有几种除草剂(如氟乐灵) 和杀菌剂(如 PCNB) 由于挥发性大，因而气化是这些农药自土壤中失去的主要方式。

以前认为农药从土嚷中消失就是农药分解的证明，现在已经知道是有问题的；一些化学药品可以逸入大气而散失，可是现已了解，下雨又使其返回土壤和表面水。

吸附作用 农药被土壤吸附的倾向主要决定于农药和土壤性质。农药分子结构中存在某些功能团，如—OH、—NH_2、—NHR、—$CONH_2$、—COOR、—$^{+}NR_3$，这样的化学结构促进了吸附，特别是土壤腐殖质，氢键联(见 5.1) 和质子化(H^+ 加到像 NH_2 氨基这样的基团上)可以促进吸附作用，一般说来，如果其它因子保持不变，则农药分子式愈大，对它们的吸附作用就愈大。一些农药带有正电荷基团，象除草剂杀草快和百草枯也被硅酸粘粒吸附，粘粒对土壤吸附主要决定于 PH(18.5)，最大的吸附量是发生在低 PH 水平，这时发生质子化，功能团(如—NH_2) 加入 H^+ 除草剂上就会产生正电荷，就会结果被带有负电荷胶体吸附。

淋洗作用 农药自土壤中淋洗的趋势是与它们的吸附势密切相关的。被强烈吸附的分子是不可能沿着土壤剖面往下运动的(表 18.3)。而且一些促进吸附的条件将必然会抑制淋洗。水分移动会促进淋洗，特别是在含粘粒和有机质少的透水性砂质土最易发生。一般情况，除草剂看来比杀菌剂和杀虫剂更易移动(表 18.4) 列出了一些地区地下水造成污染的范围。

化学反应 一些农药进行的化学变化不只取决于土壤微生物，例如 DDT 和杀草快、三氮杂苯，在土壤表面由于太阳辐射的作用下发生缓慢的光分解(见图 18.4)。三氮杂苯除草

剂(如阿特拉津) 和有机磷杀虫剂(如马拉硫磷) 在土壤中就会受到水解最后降解，尽管农药分子结构复杂，受到不同分解机制，然而与土壤`微生物无关的降解作用也事实存在并且是重要的。

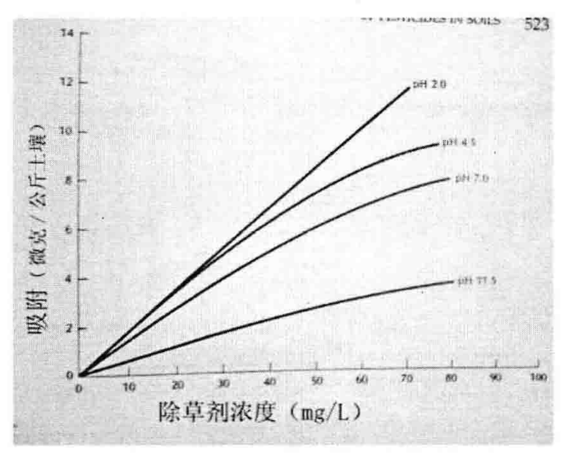


图 18.5 高岭石的 PH 值对广泛使用的除草剂格鲁凡杀(glyphosate) 吸附的影响。[引自 Mcconnell 和 Hossner(1985)]

表 18.3 几种除草剂的吸附度
(除草剂的微弱吸附、较强吸附更易于在土壤中移动)

公用名或制造名	商业名	土壤胶体吸附度
茅草枯	速灭灵	不
可乐津	灭草平	弱
苯达松	噻草平	弱
2,4—滴	若干	中
扑草胺	卷草安	中
阿特拉津	阿特拉津	强
杂草锁	草不绿	强
茵草敌	扑草灭	强
敌草隆	敌草隆	强
百草枯	百草快	极强
氟乐灵	氟乐灵	极强
敌草索	敌草索	极强

表 18.4 农药在地下水中污染的州数,
来自各州的报告

杀虫剂	污染数
得灭克	15
二溴乙烷	8
莠去津	5
草不绿	5
一二氯丙烷	4
百灵丹	4
西玛津	3
草净津	3
草杀安	2
草除净	2
二氯丙烯	2
氨叉威	2

微生物代谢 通过土壤微生物的生化降解也许是农药自土壤中消失的一个最重要的方式。农药分子上一些极性基团如—OH —COO^-和—NH_2 为微生物提供了侵袭点。

DDT 和其它氯的碳氢化何物象艾氏剂、狄氏剂和七氯，在多数土壤中分解很慢。相反，有机磷杀虫剂如 1605 降解相当快，显然被各种微生物降解(图 18.6)。同样，被广泛应用的除草剂 2,4—滴、苯脲、脂簇酸类和氨基甲酸脂类易被微生物作为寄主而吞食。除三氮杂苯(如阿特拉津) 降解较慢，主要通过化学反应外,大部分有机杀菌剂也可以被微生物分解，

当然分解速度一些也是慢的，会造成不好的残留问题。

图 18.6 四种除草剂(乙酰替苯胺、阿特拉津、2,4—滴和二硝基苯胺) 和两种杀虫剂(1605 和氨基甲酰)，这两类在美国中西部得到广泛应用，注意阿特拉津和乙酰替苯胺降解很慢,160 5 和 2,4—滴分解很快[Krueger 和 Seiber(1984)]

植物吸收 农药象多数除草剂和一些杀虫剂通常被植物吸收有一个有效过程，吸收的化学物质可被

物不动地搁在一边，或可以被降解，一些降解产物对人类和其他生命有害很小，而另一些是有毒的，有些情况比有机农药的毒性还强，农药残留，特别发现在植物的可食部分(水果、坚果等) 达到了对人的临界浓度，这一临界水平是设定的人类健康法律的明文标准。

在土壤中的持留 农药在土壤中的持留是所有农药在反应、移迁以及降解对这些化学物质作用的综合。事实上农药的持留有显著的差异(图 18.6)，例如有机磷杀虫剂在土壤中只持留数天，应用广泛的除草剂 2,4—滴在土壤仅持留 2—4 周，滴滴涕和其它的有机氯农药和碳氢化合物在土壤中持留 3—15 年或更长(表 18.5)。其它除草剂、杀菌剂和杀虫剂持留时间在这两极端的中间。促进主要农药的快速降解预防在土壤中的积累,环境危害势能够阻止这些降解作用。

在同一土地上继续使用同样农药可以增加微生物分解这些化学物质的速率，这对环境质量是有利的，但是这样的分解将快速降低除草剂的效果。

土壤残留农药水平的降低 实践中提出施用易分解的有机质以降低农药在土壤中的含量，种植含氮高的覆盖作物或施用大量厩肥可能是有帮助的。显然，对所有微生物作用有利的外界条件可以促进甚至最稳定的农药降解。其它一些减少农药含量水平措施是种植吸收累积农药的植物和淋洗土壤，遗憾的是上述这些措施有些仅仅是将农药从土壤转移到其它环境部分中去,因而价值是有疑问的。

有关农药在土壤中动态的简要综述，重新强调了当今的合成化学品在我们环境中使用时引起环境改变的复杂性。因此明智的做法是新药物被批准推广使用前，尽可能全面评价其生态效益。

表 18.5 一些农药的持久范围(化合物的持久性，越久对环境的污染越强)

杀虫剂	持久性

含砷的	无限
氯代烃杀虫剂(如滴滴涕、氯丹、狄氏剂)	2—5 年
敌百灵(如阿特拉津、西玛津)	1—2 年
苯甲酸除草剂(如草灭平、百草敌)	2—12 日
脲除草剂(如灭草隆、敌草隆)	2—10 日
含苯氧基除草剂(2,4—滴、2,4,5—涕)	1—5 日
甲氨酸酯杀虫剂(有机磷、玛拉硫磷、二嗪农) 1—12 星期(周)	
甲氨酸酯杀虫剂	1—8 星期(周)
甲氨酸酯除草剂(如燕麦灵、氯苯胺灵)	2—8 星期(周)

18.4 农药对土壤生物的影响

因为农药的用途是消灭生物, 因此某些农药对特殊土壤生物有毒也是不奇怪的。但因土壤生物的相异性如此之大, 以致除少量熏蒸剂外, 大多数农药不致杀死广谱的土壤生物。

熏蒸剂 熏蒸剂化合物对一些动物是无碍的, 象线虫。但对土壤动物和植物区系的影响较其它农药严重, 例如熏蒸剂滴滴(DD) 和威百亩(Vapam) 对小节足动物通常可杀灭 99%的虫口, 要恢复这些虫口则需二年长的时间, 但微生物区系恢复通常快得多。

熏蒸剂也使动物和植物区系的种类、数目减少, 如果在试图防治线虫的地区经常反复熏蒸时, 与此同时, 细菌的总数在熏蒸后较熏蒸前大得多, 这可能在熏蒸后竞争者与天敌相对少了的原因。

对土壤动物的影响 农药对土壤动物的影响从化学到生物和从生物到生物都是非常之大, 线虫除特殊的熏蒸剂外一般不受影响, 螨类一般对大多数的有机磷和有机氯敏感。除了艾氏剂(aldrin)外, 弹尾虫对有机氯和有机磷二者敏感不同, 有一些化学品对一些生物毒害相当大。

更进一步, 许多农药还可稍微降低影响蚯蚓的数量, 大量的甲氨酸酯除对一些线虫有毒外, 对蚯蚓毒害也相当大。在蚯蚓身体上的农药浓度和土壤中农药浓度呈相关性(图 18.7)。

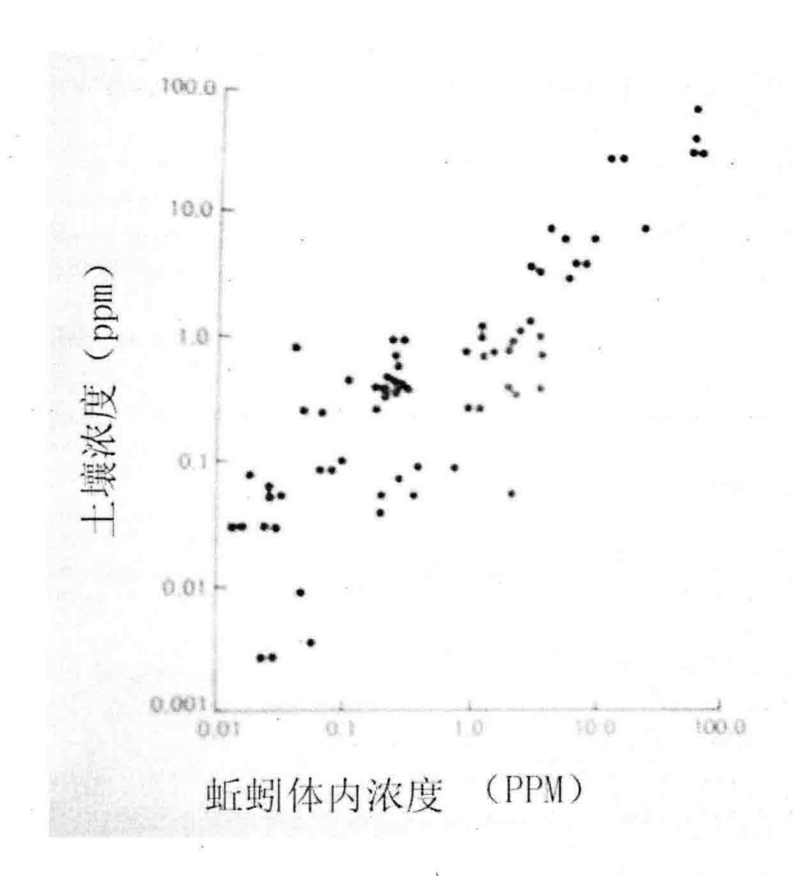


图 18.7 土壤中农药的浓度对蚯蚓体内浓度的影响。新生蚯蚓食用高水平浓度的蚯蚓将引起浓药浓度更大.[资料引自 Thompson 和 Edeards]

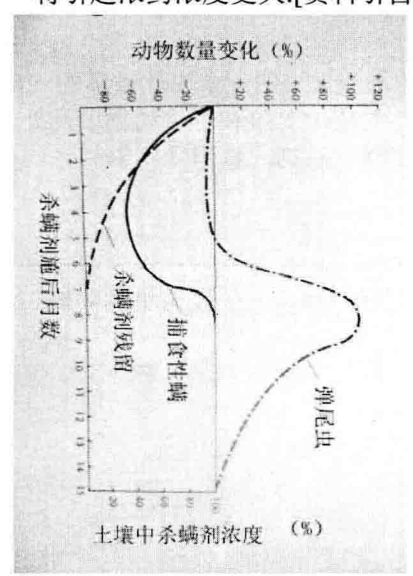


图 18.8 杀螨剂对土壤中捕食性螨直接影响和间接地因螨数量的减少而影响螨的捕食对象弹尾虫的虫口数量。[资料引自 Edwards(1978)]

蚯蚓体内浓度(ppm)农药极大地影响着捕食性动物，也影响被捕食性动物的数量，例如杀螨剂减少捕食螨数量，这就可促使弹尾虫的数量增加，该虫是螨的捕食对像(图188.8)。这种生物间的相互作用在多数土壤中都是正常的。

对土壤微生物的影响 土壤中细菌的全部水平不太受农药的制约，但是微生物中负责硝化作用和固氮微生物有时受到不利影响，杀虫剂和杀菌对这两种过程的影响强于大部分除草剂。而且隋后给微生物带来的作用可以减少微生物的数量，最近明确指出，一些农药能增强微生物的固氮作用是由于能减少原生微生物和其它微生物的活性，这些微生物是固氮细菌的竞争者和掠夺者，这一发现说明了土壤中生物的复杂性。

杀菌剂特别是使用熏蒸剂对土壤真菌和放线菌有不利影响，因此减缓了有机质的分解，但是有意思的是能够促进氨化作用当使用农药后。

大部分农药对微生物有负效应是临时的，几天和几周后，微生物的数量又重新恢复，但是除了一般的促进作用外，必须注意使用化学物质只能保持一定的水平。

18.5 无机化合物毒害的污染

土壤还可以被一些无机化合物污染，并或多或少地毒害人类和动物。镉、铬和汞机具毒性； 铅、镍、钼和氯有中等毒性；硼、铜、锰、锌有相对较低的毒性。虽然这些金属元素的一部分(在这也包括氯和硼) 是非标准的重金属，但为讨论方便也常把它们称作为重金属。

来源与积累 无机化合物污染有多种来源从而在土壤积累(见表 18.6)，矿质燃料的燃烧、冶炼和其它技术过程成吨地将这些元素释放进入大气，可以携带数英里后沉积在植被和土壤。铅、镍和硼以气体形态加入大气，然后被雨雪带到土壤。

硼通常是用作去污剂和肥料二者进入土壤的。过磷酸钙和石灰石通常含有少量的镉、铜、锰、镍和锌。镉和铬通常用作镀金，镉还用作制造电池，砷多年来是用作棉花、烟草和水果树的杀虫剂、脱叶剂和葡萄抑制剂以及草坪抑制剂。其中有些元素还是特殊有机农药成分和居民及工业污泥成分。

大量的产品中这些无机成分近年有所增加，污染机会增加，现在的环境中，人们每天摄取量不论是通过空气还是通过食品和水都在增加。

生物组织浓度 不管污染物来源如何，有毒元素能够确实达到土壤，并且成为土壤→植物→动物→人(见图 18.9) 生命循环的一部分。可怕的是一旦这些元素为此循环的一部分，在动物和人体组织中的累积量可能达到有毒的水平。这种情况对鱼和野生动物以及处于食物链终点的人类都特别危险，并还使人类对某些鱼类和野生动物的食用受到限制。同样有必要减少这些有毒元素以及工业废物的形式释放。

表 18.6 代表性的土壤无机污染源

化学元素	主要用途和引起土壤污染的来源
砷	农药、植物缩水剂、动物饲料添加剂、煤、石油、矿尾和去污剂
镉	电镀、塑料和颜料色素、塑料稳定剂和电池
铬	不锈钢、铬镀金属、印染、耐火砖工厂
铜	矿尾、粉尘、肥料、风尘、铜粉
铅	油煤燃烧、铁和钢生产
汞	农药、合成聚合物催化剂、冶金、温度剂
镍	煤汽油燃烧、合金制造、电镀、电池

锌	镀锌铁钢、合金、电池、黄铜、橡胶厂

[资料收集来源 Moore 和 Ramamoorthy(1984)]

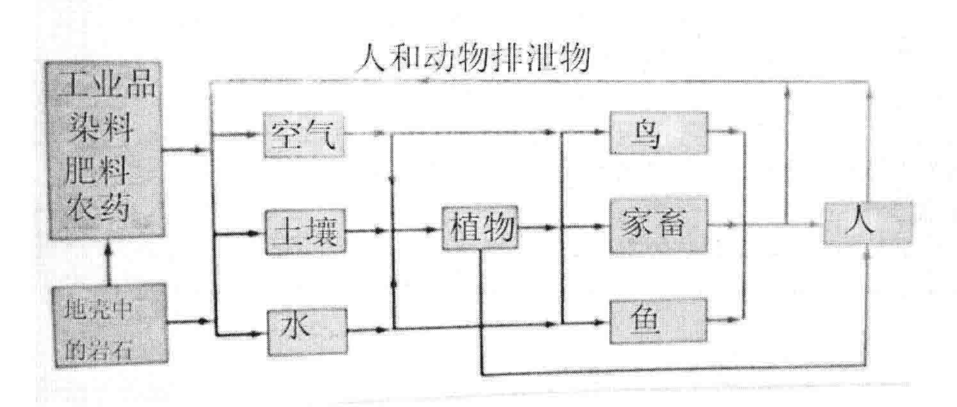


图 18.9 金属污染源和它们在土壤—水—空气—生物的生态系统中的循环。应该注意组织中金属的含量随自左向右的迁移而增加，表明人是受重金属毒性危害的。

18.6 污泥中的化学物质的潜在危害

表 18.7 城市污泥和牛厩肥若干潜在有毒元素浓度比较

元素	城市污泥(mg / kg) 小村庄	15 个大城市范围	牛畜厩肥 (mg / kg)
锑	3	4—44	0.5
砷	3	4—30	4
镉	7	9—444	1
铬	169	207—14000	56
铜	821	458—2890	62
汞	11	4—18	0.2
锰	128	32—527	286
钼	1	2—33	14
镍	36	51—562	29
铅	136	329—7627	16
锌	560	601—6890	一 71

[资料收集来自 Furretal(1976)]

家庭和工业污泥在第 17 章中对潜在毒害化学物质的主要来源作了讨论，在美国这些废物至少 1 / 3 施入土壤，污泥一般会带来大量的无机物，还有有机化学物可对环境造成有害影响。

在表 18.7 列有美国一些大城市中 15 市废物处理厂的污泥中若干种化学无机元素水平

范围。垓些厂全部回收了来自工业和家庭的废物，大城市污泥中大部分这些元素的浓度都远高于来自小村庄的动物厩肥和家庭污泥，例如一个城市污泥镉的浓度是来自农村厩肥的400倍，家庭污泥的60倍，工业废物是这些化学物质的主要来源(表18.7)。

当和有机化合物结合后的许多性质是不确定时，这些无机化合物不监测而施入土壤是应该注意的，它们的影响见施入土壤重金属的含量和土中蚯蚓重金属的含量见表18.8。污泥处理土壤区，蚯蚓生长在其中的这些重金属元素含量比没施用污泥处理的高。随着鸟类和鱼类组织的浓缩，当它们食用大量蚯蚓后。农民应该确保污泥中的无机化合物水平不能高到对植物、动物和人类毒害的水平，科学家要测定施用污泥对植物含重金属的影响。

表18.8 污泥处理对土壤中和蚯蚓中重金属含量的影响

(注意蚯蚓中镉和锌的高浓度)

	重金属浓度(mg / kg)			
	土壤		蚯蚓	
金属	控制	污泥处理	控制	污泥处理
Cd	0.1	2.7	4.8	57
Zn	56	132	22.8	452
Cu	12	39	13	31
Ni	14	19	14	14
Pb	22	31	17	20

[引自 Beyer(192)]

18.7 土壤无机污染物的反应

污泥中的重金属 土壤中重金属的可能的上升值得关心，因为大量土地施用污泥这要及时研究这些化学物质在土壤中的动向，最值得关注的是铜、镍、镉和铅。这些在污泥中的存量通常较大水平，研究发现，这些元素常常被土壤成分吸持，它们不易从土壤中被淋洗，它们也不易被植物吸收，只有在中到酸性土壤施入土层的污泥中的该元素才能大量移到剖面下部，控制土壤酸度施用石灰可以预防这些元素进入地下水。



图 18.10 从大田污泥施肥采集的大豆叶样品，样品进行了重金属含量分析,. 对于确定污泥重金属许可值很有帮助。[照片来自美国农业部 R.C.bjiork]

利用化学提取妍究发现，土壤胶体吸附这些金属有 4 种主要途经(表 18.9)，第一吸附和交换型比例是非常小的，可以有效被植物吸收；第二这些元素被土壤有机质和污泥中的有机物质吸持的通常这种形式的铜比例较高，铅是没有被大量浸提出的有机保持元素，不能很快被植物吸收，经过一段时间后也可释放。

第三土壤中的重金属是结合成碳酸盐和铁锰氧化物形态，如果不让土壤变得过酸时，这些形态对植物的有效性既低于交换态，又低于有机结合态。第四种结合形态是都很了解的残渣态，它是由不溶的硫和其它化合物组成，对植物有效性低于其它任何一种形态。

这是幸运的，施入土壤的重金属不易被植物吸收，也不易淋出土壤，但必需注意不能大量加入土壤而超过土壤而造成该元素过量。

化学物质的其它来源 砷可以在使用含砷农药后年份中在果园土壤累积，以阴离子形态存在(如 $H_2AsO_4^-$)，这一元素可以(像磷酸一样) 被氢氧化铁和氢氧化铝吸附，尽管大部分土壤有保持砷的能力，但是长期喷洒含砷农药会造成对砷敏感作物的毒害。砷毒害可以用硫酸锌、铁、铝盐来减小，它们可以固定水溶性砷。

表 18.9 六种重金属形态，调查于绿地砂壤(粗、壤混合) 5 年中每年回收污泥 45T／ha

形态	每种形态元素百分数					
	Cd	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn

交换／吸附	1	1	2	5	1	2
有机吸持	20	5	34	24	3	28
碳酸盐／铁氧化物	64	19	36	33	85	39
残渣物	16	77	29	40	12	31

[引自 Chang(1984)]

土壤保持的铅主要来源于汽车排出的气态铅，这一来源在过去 10 多年来大量减少，一些铅从植被上面沉降直接进入土壤。在任何情况下，大部分铅在土壤中固定为不溶的碳酸盐、硫化物或与铁、铝、锰结合成不溶的氧化物(表 18.9)，当然铅对植物是极其不利的。

土壤中所含的硼可来源含硼高的灌溉水或过量的施肥，硼可以被有机物质或粘粒吸附，但是它对植物还是有用的，除非土壤 PH 过高。硼在土壤中是可溶的，毒害量可以被淋失，特别是砂质土壤。硼毒害通常是认为局部问题，比起该元素的不足是次要问题。

氟毒害通常是局部的，氟出现在地下水可对动物造成毒害，氟可来于工业气体，这些气体可以直接被动物吸收或沉降在植物附近，如果氟被土壤吸附就能减少被植物吸收，土壤中氟的形态是高度不溶的，

如果施用石灰土壤中水溶态氟是极少的。

湖底和一些泛览地区所含的汞可以造成对一些鱼类品种的毒害，土壤中汞的不溶态对植物和动物通常是不吸收的，可被微生物转化为有机态(甲基汞)，甲基汞是相当可溶的，植物和动物机易吸收，它们在脂肪组织中浓缩，随着进入食物链，以至在一些鱼类达到对人类毒害的水平，这就说明了土壤中的化学反应是如何影响人类的。

18.8 无机化合物的污染预防和消除方法

减轻有毒无机化合物对土壤污染的两种主要方法是(a) 禁止或速减有毒物质施入土壤；(b) 对土壤和作物进行管理，以防止有毒物质进一步循环。

第一个方法是需要减少由工业生产和汽车废气造成的不被认识的大气污染。决策者必需认识到，土壤作为重要的自然资源，若不降低无机毒物的意外污染，就会遭受严重的损害，还有一定要强制性的减少经由农药、肥料、灌溉水和固体废物的使用而带入土壤的毒素。

减少再循环 土壤和作物管理有助于减少这些无机化学品的继续循环，宁可让这些化合物保持在土壤中，而不要促进植植物对它们吸收，由于土壤成为毒素贮存的场所，因而中断了毒素在土壤—植物—动物(人) 的循环。而它们的毒性正是在这一循环中起作用。循环的中断可通过停止这些有毒物在土壤中的移动。例如，土壤保持中性以上较高的 PH 值，那么这些元素大多数移动较少，且减小有效性(图 18.11)，在高酸性土壤施用石灰能促进有毒元素的固定，湿土排水也是有利于此，因为有毒元素的氧化态一般为弱溶性，对作物的吸收也较弱效，和还原形态相比较(见 6.3 节)。

大量施用磷酸盐可以减少毒害性阳离子的有效性，但对砷可能产生相反的作用，砷是负离子形态。淋洗对移去过量的硼有效，但是有毒物质由土壤移到附近地下水不会有任何的好处。

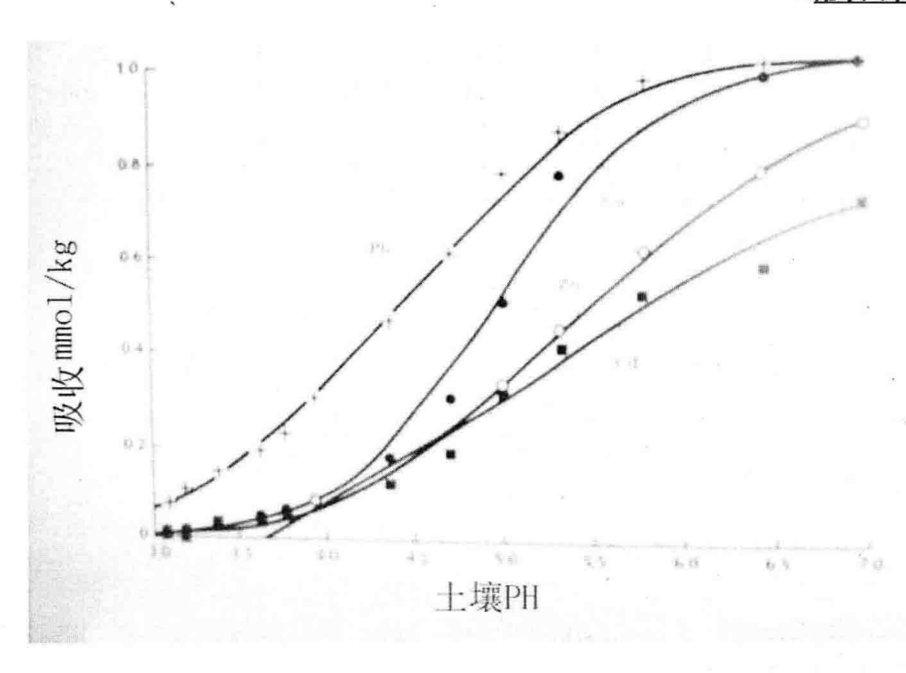


图 18.11 土壤 PH 对 4 种重金属吸收的影响，当保持土壤接近中性时，为这些重金属都提供了较高的吸附作用，特别是铅和铜。土壤是残余湿老成土(粉粘壤)。[引自 Elliot 等(1986)]

可利用作物品种和变种对吸收毒性物质的能力不同的便利(表 18.`10)。然而一种作物实验吸收这些元素的比例较高，吸收量高于其它作物。“累积毒素作物” 应避免收获用于人类和家畜食用，另外饲料作物必须在毒素含量最低浓度时收割，很明显，土壤和作物管理有可能减轻无机元素的污染。

表 18.10 施入 15T 污泥若干金属含量和三种作物这些金属的吸收量，土壤沩湿软土(粉壤土)

施入量		作物中浓度(%)		
元素	kg / ha	黑麦	高粱一苏丹草	玉米
Cu	22	0.16	0.17	..05
Zn	45	0.35	1.14	3.39
Cd	1	0.13	0.37	0.08
Ni	11	0.05	0.20	0.06
Cr	28	0.01	0.04	0.01

[引自 kelliy(1977)]

18.9 土壤作为有机废物的处理厂

在美国每年产生 250 百万吨家庭废物，对此还需加上每年 20 亿吨家畜废物，和数亿吨粮食一纤维加工厂和工厂的有机废物。

对环境的认识引导我们去限制城乡有机垃圾的处理进入水系和燃烧进入大气，土壤就越来越广泛被用作处理有机废物的间断垃圾厂，例如 1980 年美国有 25%的污泥施向作物地，许多有机废物可以改良土壤的物理化学性质，能提供增加作物产量的养分。正面的作用似乎促进了不断地施用这些废物，但是过量的施用这些废物，产量会下降(图 18.12)，土壤和水会发生污染。]

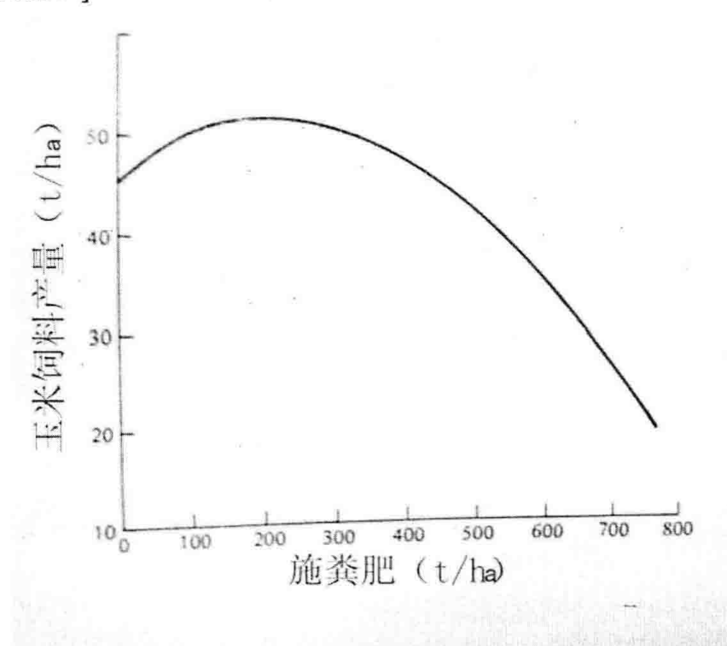


图 18.12 受 1969 年饲料玉米地过量施用粪肥的影响,1970 年减产幅度大约 200T / ha, 大概是由于粪肥中较高的含盐量。[摘自 Murphy 等(1972)]

过量浓度的有机废物对土壤中硝酸盐积累的影响，图解于图18.13，硝酸盐离子受到淋洗进入地下

水，这些地下水以后可能成为人畜饮水，这些硝酸盐毒水非同一般，必须十分关心防预事件的发生。

土地掩埋 土壤长期作为城市垃圾处理的“垃圾厂”,“卫生土地填坑” 广泛用于处理各种各样的城乡拉圾，这些废物包括纸屑、丢弃饭菜和不降解的物质如玻璃和金属。该场所常常是局部积水低洼地，甚至有的已经变成了垃圾场在一些高地，本来这里可以开壁为城市公园或其它用地。

遗憾的是作为卫生土地掩埋有时并不那么卫生，那里的淋洗水和径流水可以既污染地表水又污染地下水；污染物包括重金属，也包括水溶的和生物降解的有机物，对这种由于土地掩埋所引起的环境灾害，要明确要求控制这一做法。

施入土地的缺点 在土壤中处理有机废物的主要缺点是由于提供废物趏超过了土壤承受能力，重金属污染和过量硝酸盐淋洗至地下水已经作了讨论，这些有机和无机化学物质作为垃圾埋入地下管理困难，这些物质的土壤污染是相当严重的，它们从土壤中移到河溪中会导致大量人类问题，长久监测预防此类污染是必须的。

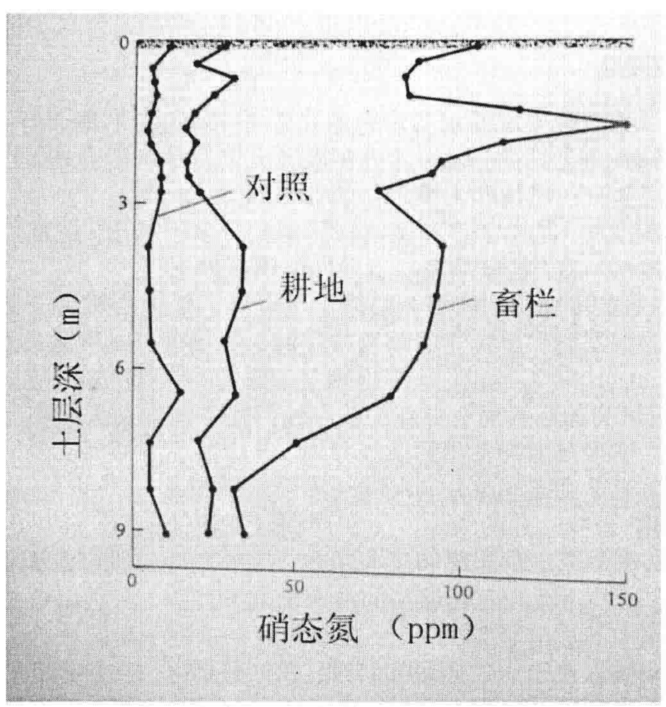


图 18.13 奶牛畜栏下硝酸盐浓度和周围作物地与对照地的比较，对照地没有施入厩肥或灌溉。[引自 Adriano 等(1971)]

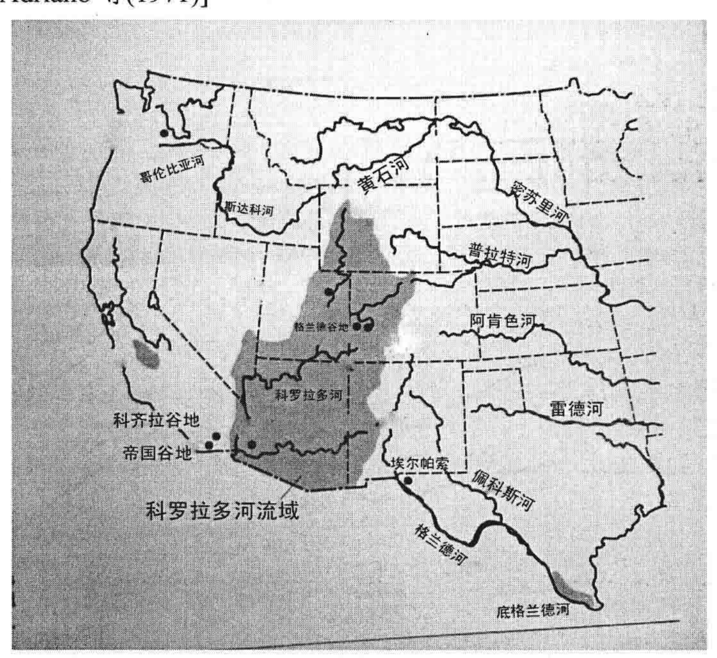


图 18.14 美国西部地区主要的盐化问题，在阴影处地区问题最为严重。[引自 Ei—Ashry 等(1985)]

18.10 土壤盐渍度

盐分污染是原始农业土壤的主要污染形式之一，因此它不是个新问题，不论当今世界还是古老世界这都是个老话题，因为盐分在灌溉土壤总是可能会增加，当今灌溉土壤控制管理的原则是针对盐分的增加和土壤退化的存在(见 8.21 节)。

盐分的累积在土壤，是由于移向植物根区的盐分多于移出，这都可以是由于含盐的灌溉水或灌溉土壤排水不良，盐分从底层上升并浓缩在表土层。

例子 河谷平原土壤增加的问题一般遍于全世界。低地土壤这一显著例子有巴基斯坦的印度河、埃及的泥罗河和伊拉克的幼发拉底河。美国西部地区也有重要的盐化问题，见图 18.14 这 4 百万 ha(10 百万英亩) 严重地受盐害影响，科罗拉多河流域有最大面积的盐化问题，格兰德河流域和加利福尼亚中部的萨克拉门托谷地都是大面积受盐积的影响。

少量但面积大出现在西部各州的灌溉谷地，一般情况下从河头到河尾盐分浓度的增加，增加最大的要算是灌渠到充满盐分的河流一灌区的排沟。

湿润区的盐化 一些盐分的增加发生在湿润区河流的流水，盐化出现在人口密集区和工业区，这里水从河中流出供居民和工业用水，污水处理一般可溶无机盐随水运动，大家知道它是有害的，一些污泥含有足够高的盐水平危害作物，在利用这些污泥时。当污泥中的盐和分水岭土壤中淋洗出盐加在一起，盐水平可以接近干旱区域的流水或更多。

盐化的控制主要取决于水的质量和管理，在一些地区，建立起良好排水系统排除过多的水是需要的，在局部区域硫磺和石高的施用可用于帮助控制钠的碳酸盐的毒害(8.21 节)，但是这里使用的硫磺和石膏进行流水的化学处理也是非常重要，水质取决于政府政策和农场管理,l 如保证良好的土壤排水和最佳的灌溉措施。

18.11 酸雨

欧州和北美的科学家宣称，近几十年降水酸度明显增大，特别是在森林相对减少的地方(见图 18.15)。在没有污染的大气，雨水的 PH 值约 6.5，是大气中二氧化碳刑成的碳酸所致，在接近矿质燃料大量燃烧和硫化物矿熔炼的地区，降水的 PH 值可以低于 4.0，在浓雾的极端条件下，雾滴的 PH 值可以接近 2，这对社会是严重的潜在危害。

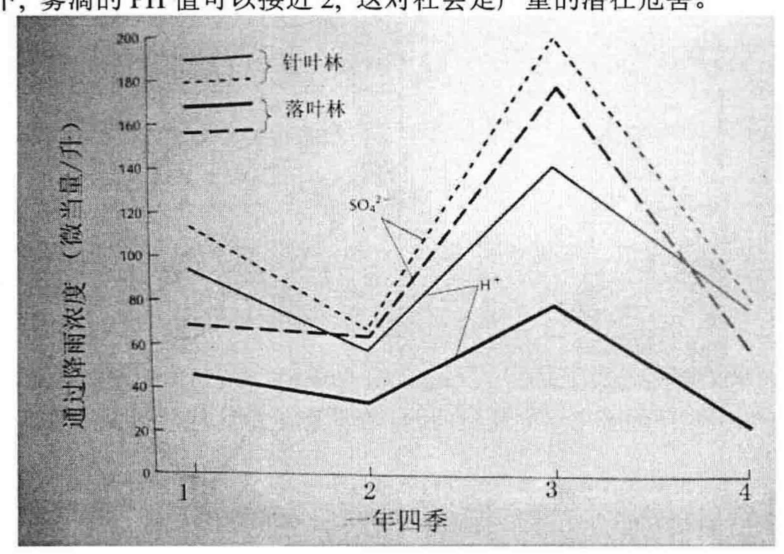


图 18.15 树冠对通过树冠进入土壤的降雨(漏雨)SO_4^{2-}和 H^+ 离子平均浓度的影响。注意这两钟离子的相关性，还要注意，针叶树雨水离子浓度高于落叶树离子浓度。[资料引自 Pucked(1987)]

酸性降雨人们叫做酸雨，很显然是由于氮的氢化物和含硫气体在大气中溶于水汽，形成硝酸和硫酸，

反应发生如下所示：

$$2NO + O_2 \rightarrow 2NO_2 \xrightarrow{H_2O} HNO_3 + HNO_2$$

一氧化氮　　二氧化氮　　　　硝酸　　亚硝酸

$$2SO_2 + O_2 \rightarrow 2SO_3 \xrightarrow{2H_2O} 2H_2SO_4$$

二氧化硫　　三氧化硫　　　　硫酸

图 18.16 看出那些氮和硫的氧化物是如何进入大气是如何变成无机酸并进而在降雨和降雪中进入土地的，这种循环说明了美国东北部和加拿大东部降雨 PH 低的原因，如同 18.17 在美国东部和加拿大车部有相当大的面积降雨 PH 等于 5 或小于 5。

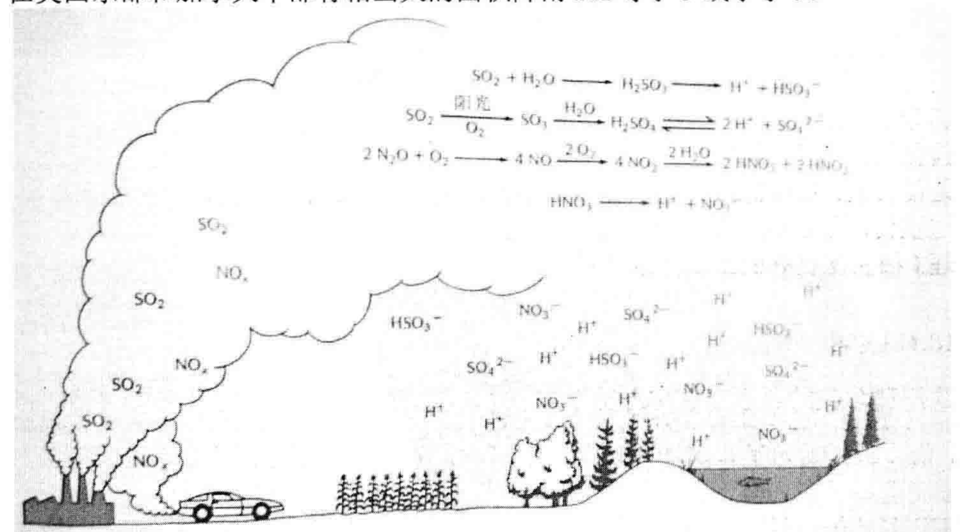


图 18.16 图解说明氧化氮和氧化硫从含硫矿物燃料和发动机尾气的形成过程，这些气体进一步氧化并和水反应形成硫酸和硝酸。它们再形成酸性雨水，这就是降到土壤上面的“酸雨”,NO_x 标明氮氧化物的混会物，主要为 N_2O 和 NO。[NRC 绘制(1983)]

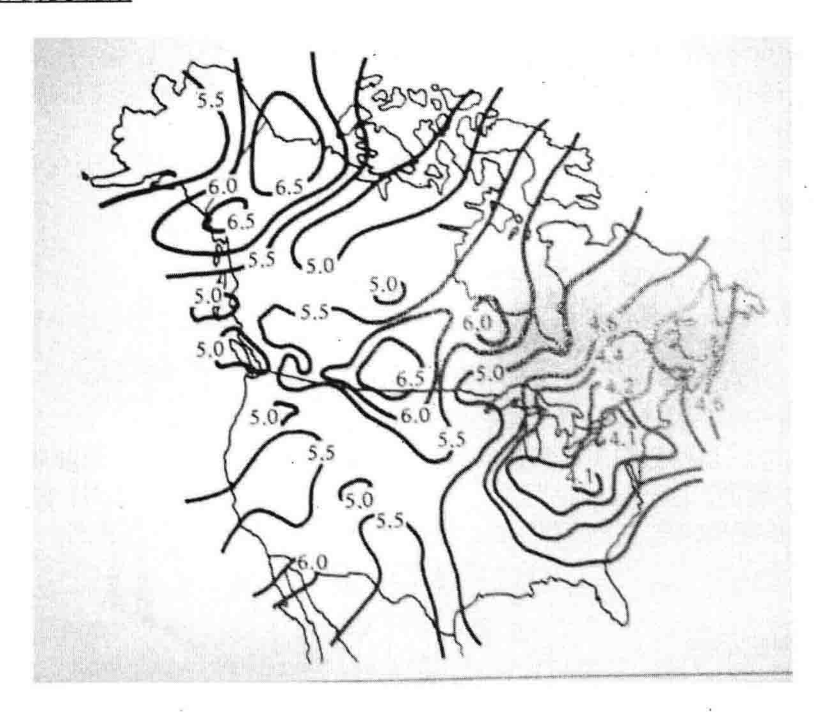


图18.17图解北美酸雨浓度(PH)，注意酸雨最重(PH最低) 的出现在美国东北工业区。[De young(1982) 绘图]

对土壤PH的影响 在阿第伦达克和东北其它区域酸雨可以增加一些湖泊的酸度，大部分鱼不能忍受 PH 低于 4.5 的水平，在阿第伦达克的一些湖泊由于湖水酸度的增加，对大多数鱼类是严重制约的。

酸雨对水的酸度影响认为强于土壤酸度，土壤一般足够容纳带来的酸雨，每年或者土壤酸度有些增加或者不增加，但是连续进入 PH4.0—4.5 的酸雨，务必较大地影响土壤的 PH 值，特别是对那些缓冲性较窄的土壤，当酸度太大还可以对土壤造成危害，因此增加的酸度能够使肥力降低。

不利影响的缓解 有两种消除方法来缓解酸雨对土壤的影响，第一务必大量减少硫和氮氧化物的来源，这种方法易于根治，但经济和社会计划可能会延缓实现，第二酸雨对土 PH 的影响可以通过施用石灰来解决，这一问题比第一种方法便宜，但难以实现，因为这就要求大小农场对措施与以保证，遗憾的是酸雨的许多有害影响可以涉及林地和山坡地，这里的土壤浅薄并且施用石灰困难或不可能，因此潜在的问题应得到重视。

18.12 土壤中放射性元素

与原子武器试验有关的核裂变成为土壤的另一个污染源，在土嚷中除了有天然存在放射性同位素(如 K^{40}、R^{37} 和 C^{14}) 外，有若干裂变产物进入土壤，另有两种在土壤中有极长时间的稳定性，因而具有重要性，这就是锶－90(半衰期＝28 年) 和铯－137(半衰期＝30 年)，在美国平均含量水平这些同位素是锶 ^{90} 388 毫居里 mci / km^2 (150 毫居里 / 平方英里) 和铯 ^{137} 620 毫居里 / km^2(240 毫居里 / 平方英里)，这些标准土壤裂变的放射同位素水平不高到足以达到危害，甚至在核试验期间，土壤对植物中这些同位素含量影响也不大。放射性尘埃从大气直接降落到植被上是污染的主要来源，因此具有在发生核裂变意外事件时才对土壤提供裂变产物 Sr^{90} 和 Cs^{137} 才有达到有毒水平。所幸的是对这两种同位素

在土壤中的动态以及营养吸收的特性已径进行了大量的研究。

锶-90 锶－90 在土壤中和钙一样多，和钙的化学性质密切相关，它从大气的水溶态进入土壤，并很快地被胶体吸附，有机胶体和无机胶体二者与锶－90 进行阳离子交换和对植物的有效性很像钙，锶和钙对植物有相同的反应，如当土壤钙含量多时就会减少对 Sr^{90} 的摄取。

铯-137 虽然化学性质与钾相关，但对大多数土壤铯的有效性低，这是因为铯 ^{137} 族被蛭石和层状矿物固定，Cs^{137} 固定态原子是非交换态，很像层状矿物中钾的固定，植物从土壤中吸收铯 ^{137} 非常有限，在一些热带地区蛭石和相应的粘粒不存在，吸收铯较快，在任何情况下，土壤潮湿 Cs^{137} 就能进入动物和人的食物链中。

放射性垃圾 一些地方随着武器试验的进行，一些放射性同位素进入了土壤，低水平的放射性垃圾物质有时被挖掘埋入土壤，甚至有些物质以固态埋藏在很浅的土地埋藏坑中，有些可溶的后来移入土壤是可能的。钚、铀、镅、铯是垃圾中常有的这些元素的同位素。

垃圾中的同位素是极溶于水的。铀化合物是相当可溶的，钚和镅化合物则相对不溶，铯化合物溶解度中等。铯是正电荷离子，易被土壤胶体吸附，铀可以是 UO_2^{2+} 离子，这些离子也可以被土壤吸附，钚和镅电荷的出现极大地取决于该元素在土壤中形成的复合物的性质。

有人认为植物从土壤中吸收这些同位素的活性有很大不同，取决于土壤的性质如 PH 和有机质含量，植物从土壤中吸收这些同位素的活性有很大的不同，取决于土壤的性质如 PH 和有机质含量，植物从土壤中这种吸收通常最低的是钚，最高的是镎，中等的是镅和锔，水果和种子通常有较低的同位素较叶子，人类粮食一般同位素含量也低于饲料作物。

由于土壤是经常的低水平放射性垃圾的埋藏地方，了解土壤的一些性质去防止这些化学物质的淋失和植物大量吸收，表 18. 11 的数字说明了不同土壤能够分解两种放射性同位素的能力不同，这是明显的，鉴测选择地点将要保证同位素的最小转移向其它部分环境。

表 18.11 六种不同亚纲土壤铀 ^{238} 和钍 ^{232} (核素) 分解产物浓度，路易斯安那州，土壤是亚纲

注意不同土壤间的水平明显不同

土壤	样品	U^{238} 分解产物			Th^{242} 分解产物		
亚纲	数	Ra^{226}	Pb^{214}	Bi^{216}	Pb^{212}	Cs^{137}	K^{40}
湿老成土	22	37.3	27.7	28.9	27.4	16.7	136
潮老成土	24	30.4	36.7	38.1	50.0	10.9	100
潮淋溶土	37	51.1	38.3	36.6	59.7	13.5	263
潮始成土	93	92.2	47.6	45,2	63.8	16.1	636
潮氧化土	57	90.4	45.8	44.7	59.5	8.7	608
半分解有机土	18	136.3	49.4	49.0	74.9	19.4	783

[引自 Meriwether 等(1988)]

氡气 土壤是主要的氡气源，无色无味的氡气可以致肺癌，氡的形成来自镭放射性衰变，铀分解产物在大部分土壤中有微量(图 18.17)氡进入家庭和其它建筑是通过周围的土壤，由于现代的装修建筑只有少量的气体交换对外界，氡可以累积到不良的水平，氡移动到建筑物中通常是通过地下室的墙和地板缝隙，这些缝隙可以通过密封来减少渗透，同样地下室采用通风和外界空气交流可以防止氡气的累积。

氡气是个不活动气体，它不能和土壤进行反应，它们只能通过渠沟进行气体移动，对健康的危害来自这种气体放射衰变气流，产物之一是 α 粒子，它们能穿入肺组织并致癌(图 18.18)。

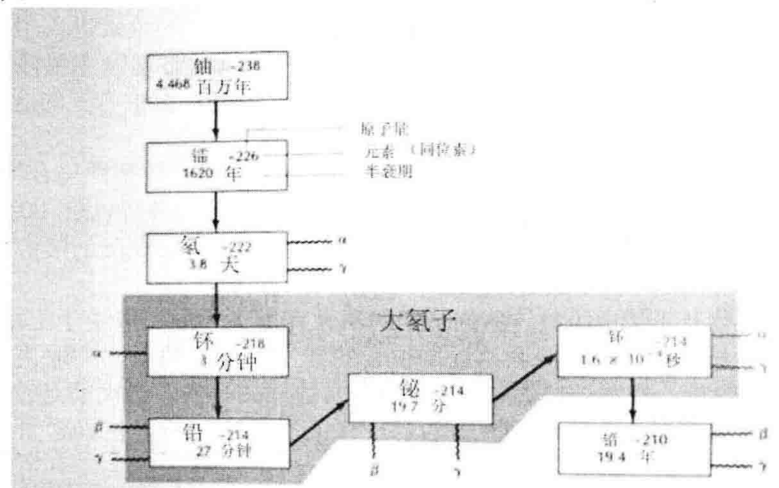


图 18.18 铀 ^{238} 在土壤中衰变形成放射性氡，这种气体发射 α 粒子和 γ 粒子并形成“氡子核”，它能够发射 α 和 β 与 γ 射线，α 粒子能够危害肺组织和引起癌症，氡气造成每年美国 10000 人死亡。[绘图引自 Boyle(1988)]

在密集的空间，特别是地下室，应该测定氡气含量，在存在危险水平的地方要加强地板和墙的密封在和土壤接触的地方。

18.13 土壤与温室效应

引起广泛关心的问题有地球变暖问题，而且应该防止将来继续与加速这变暖发生的现象称作温室效应。当一些气体从地球形成并移向大气，它们包围并阻挡辐射给地球的热量再正常散向天空，就这样这些气体就成了温室的玻璃。

随着现代工业化的来临这些温室气体的量在大气中有明显增加，例如上空二氧化碳的量在工业化之前是 280 百万分之一(PPM)，过去 30 年来增加到约 350PPM，大量增加的还有氮和硫的气体化合物与有机合成物如含氯氟烃(CFCS)，这些气体是由于使用喷气燃料、致冷剂和溶剂形成。

土壤是这些温室效应现象产生气体来源，包括二氧化碳(CO_2)、氧化亚氮(N_2O) 和甲烷(CH_4)。有机物质的腐解随着土地的垦殖和耕作成了主要的 CO_2 源。但是这一损失是很少的比起矿物燃料(石油、煤) 燃烧和热带森林燃烧的大量释放来说。

大气中氧化亚氮的含量增加在本世纪为 25%,这一增加的约三分之二是由于煤和油的燃烧，而不是由于农业措施。在反硝化过程中 N_2O 的释放是在硝酸盐存在和有机质覆盖的土壤中发生，而且重施氮肥可以是硝酸盐的部分来源，并进行反硝化作用，不施肥的地方

硝酸盐大量减少，例如热带森林整年可以是 N_2O 的大量来源。

上部大气甲烷(CH_4) 含量在过去 100 年基本变成两倍，当然土壤也是甲烷的来源,它的释放是在通气不良条件下，如通常在沼泽地和水稻田。另外白蚁是甲烷的制造者，一些调查说明进入大气中的甲烷 20—4%是这一来源。

可能的控制 一些管理措施保持土壤的高产性与温室效应气体有关，如保护性耕作翻到土壤下部的有机质慢慢分解，同样，如果施用大量氮肥在土壤过湿条件下也会这样。因此肥料应该按时施用在植物最易吸收时，并且土壤不是过湿。

进一步研究更好的了解甲烷增加的原因是需要的，这是可行的，即通过水稻田的管理，采取一些措施让该来源甲烷的释放降低到最小。

18.14 肥料的水污染

施肥量过大远远超过作物吸收量会导致既污染地表水又污染地下水(见表 18.12)。硝酸盐和磷是最常涉及的化学物质，硝酸盐污染既可发生在地表径流，又可发生在排水，过量的磷通常一般发生在地面经流。

表 18.12 硝态氮在地下水和地表水中的流失，地点艾奥瓦州大泉盆地(Big Spring Basin),1982—1984(各年施用氮肥总流失量百分数)

硝酸盐流失	年		
	1982	1983	1984
流失进水中总量(T)	821	1300	817
占年施肥量%	33	55	37

[引自 Hallberg 等(1985)]

土壤中`氮和磷流失优先影响肥力，而且严重影响水质更甚,. 饮水中硝酸盐含量每升大于 10mg 被认

为对人类健康有害，在一些重施肥区，排水硝酸盐含量足以高到成了问题(图 18.19)，一些乡村井水发现硝酸盐含量大于这一危险界线。

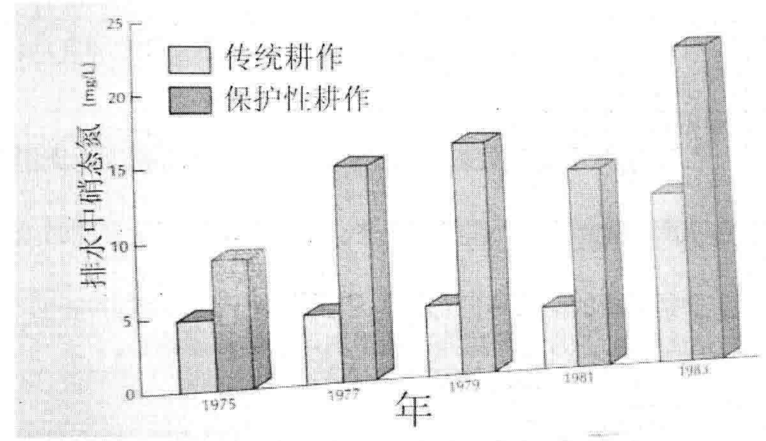


图 18. 19 地面水硝态氮浓度，在分水岭地的两块高产玉米地，依艾华州。一个是传统

耕作，另一个是保护性耕作(垄种)。饮用水极限硝酸盐含量是每升 10mg。很明显保护性耕作减少了地面经流，促进更多水渗漏，这样可携带更多硝酸盐进入土壤。[Alberts 和 Spomet 绘制(1985)]

第二个问题控制硝酸盐携带水从土壤进入湖泊成为“过肥湖”，氮和磷在湖水中会危害藻类和其它水生植物的生长，藻类生长消耗水中的氧，. 氧是鱼所必需的，其它水生植物(杂草) 和近年沿岸附近湖泊的围垦重负荷生产也能产生这种危害。

施肥量远远超过植物吸收量应该引起重视，施肥的时机应该和桎物生长需要相一致，肥料应该致少要和少量土相混合施用，特别是保护性耕作措施能够减少化肥的地面经流。

18.15 三个结论

三个主要的结论可以归纳成土壤和环境质量的关系。第一由于土壤是珍贵的资源，应该预防环境污染，特别不允许危害它。第二由于土壤面积广大具有不平常的吸附，固定和分解加入物质的能力，土壤常被认为有希望成为降解和利用许多垃圾的机器，不这样做这些垃圾就会污染其它的一部分环境。第三土壤产物能反应出对人类和其它动物的毒害，如果这些污染物被植物吸收或从土壤移动到空气，并特别是移动到水中后。

为获得更理想的土壤利用和更好地预防垃圾污染的管理而努力，土壤工作者应该为环境质量问题研究作出应有的贡献。

思考题:

18.1. 什么是这六主要土壤污染物？[答案：土壤中较多的污染物通常有六类：第一类是几千种农药制剂，其中大多数是农业用途；第二类是一类无机污染物如汞、镉和铅；第三类是有机废物, 例如由集中围栏饲养场和食品加工厂、城市和工业垃圾，这些物质可以加入土壤。盐、放射性元素、酸雨遗留污染物也将讨论。]

18.2. 保护性耕作，使犁耕土地减到最小，被认为负责任防止对在土壤和水的污染的一些增加。 解释。(答案: 略）。

18.3 氯碳氢化合物,是首要的和最有效的杀虫剂..为什么他们使用被大幅度削减,如果不消除? (答案: 因为氯制剂为禁用物，杀 虫剂 这些杀虫剂大多包括在三类里，直到 1970 年有机氯例如 DDT 是使用最广泛的杀虫剂。但是它们生物降解低，持留期过长，和对鸟和鱼的毒性，因此这需要限制和消除对有机氯的使用。)

18.4 哪种农药,是最广泛使用的美国?[答案：有机磷农药一般是可以生物降解，这就减少了它们在土壤和水中累积的可能性。但是有机磷对人的毒性比有机氯大得多，所以在保存和使用时必须十分小心。氨基甲酸脂类由于其容易生物降解和哺乳动物毒性较低，因而也受到大多数环境学家的欢迎]

18.5. 什么是农药命运，在他们进入土壤之后。(答案：略）。

18.6.污泥土地利用,其中主要是有机成分，值得关注,主要是因为无机土壤污染,为什么?(答案：略）。

18.7.，即使所谓的重金属的大量被应用于土壤，相对地这些金属的少量由植物吸收。为什么？(答案: 略）。

18.8 管理措施,是重要的防止环境恶化,从施用污泥于土壤上说?(答案：略）。

18.9 解释为什么现代牛肉生产实践在地下水可能导致硝酸盐。(答案：略）。

18.10. 为什么土壤和水必须用于管理实践,防止土壤盐分？(答案：略）。

18.11. 什么起因酸雨？(答案：略）。

18.12 酸雨并没有带来显着下降,土壤酸碱度在广泛领域. 为什么 ?(答案: 略）。

18.13 一旦产品热核 爆炸已达到土壤,其吸收的植物是相当有限. 为什么?(答案:略)。

参考文献:

（1） 土壤的本质与性状　　科学出版社　　南农大　　1982
(2)　土壤学原理　NYLE　C. BRADY ,RAY R.WEIL1 李保国等译　2015
(3)NYLE.C.BRADY.　The　Nature　and　Properties　of　soils　1990
（4）土壤学（双语）　　余元春　　南京林业大学双语教材　2014
（5）**土壤学**　李保国　中国农业大学 2009　年国家级精品课程 2013

V。 附件:论文

低矿化碱性地下水分级图的制作与讨论

孟昭甫
(山东省农业工程学院)

摘要: 低矿化碱性地下水水质分级图和美国 Roy L.Donahue 碱性水水质分级图相同,只是多了极低和极高的分级,又因为本实验为低矿化碱性水与美国的碱性水分级有点差别,那就是电导率低一点, 因为美国做的是全国碱性水质,电导率从 100 至>2250 微姆欧,我做的是黄淮地区的低矿化碱性水, 电导率主要从<250 至>950 微姆欧电导率,这也是本实验的特点,因为在黄淮地区这样的低矿化碱性水相对较多,这较符合黄淮地区的实际。

关键词:　模型 ;碱化;次生碱化;钠吸附比(SAR) ;电导率 C(μs /cm) ;碱化度(ESP) ;盐分离子;平衡;低矿化;碱性水;土壤容重。

碱性地下水分级是研究土壤次生碱化的基础,它可以用来预测土壤灌溉中,土壤次生碱化的程度,形像而直观,因此国内土壤学者对美国地下水分级图非常赞赏,为做出我国碱性地下水分级图,我做了如下试验,试验土样为非盐碱化土,而用不同矿化度碱性地下水灌溉,使此土达到不同碱化度,然后取土化验计算土壤的碱化度 ESP, 钠吸附比(SAR)值,和可溶盐(C)值即电导率微姆欧/cm(μs /cm) 等.最后,用计算机处理统计和作图.统计的主要目标是想做出土壤碱化度和碱性水质的对应关系,主要是碱化度 ESP=a+bSAR 和即碱化度 ESP=a+bC。因为我们做试验的土样为非盐碱化土,也就是说碱化度和盐分都接近 0,或简称零土壤,土壤中的盐分都是灌溉水带来的,所以土壤的碱化度和不同水质的有对应关系,,在计算上这都是以碱化度为基础计算并分级, 这样可根据碱化度和作物生长和土壤理化性质对应关系的分级, 这样对水质进行分级和作图都是以作物生长和土壤理化性质为标准了。不过,低矿化碱性地下水(井水)水质分级图和美国 Roy L.Donahue 碱性水水质分级图基本相同,只是多了极低和极高两级,又因为本实验为低矿化碱性水与美国的碱性水质有点差别,因为美国做的是全国碱性水质,电导率从100至>2250微姆欧,我做的是黄淮地区的低矿化碱性水, 电导率主要从<250 至>950 微姆欧电导率,这也是本实验的特点,因为在黄淮地区这样的低矿化碱性水相对较多,这较符合黄淮地区的实际。

材料与方法.

1.1.试验土样为非盐碱化潮土,为零土壤,灌溉供试水样为含残余碳酸钠的低矿化碱性井水。

1.2.主要化验项目:PH、全盐离子、电导率微姆欧/cm(μs /cm)(用 C 来表示)、

碱化度(用 ESP 表示) 、土壤钠吸附比(用 SAR 表示)。

1．3．用计算机计算做出模型,并做成低矿化碱性地下水(井水)水质分级图。

2．结果讨论。

2．1 灌溉水质的钠吸附比(SAR)和灌后土壤碱化度(ESP)与作物生长并与土壤理化性质的关系结果讨论,做出水质分级图的纵坐标。

根据实验数据用计算机做成模型如下：

ESP= －1.08+1.61SAR

r=0.96　　　　　　n=54

根据模型计算：

SAR　　　　　　　　ESP

5

15

28

41

从以上计算看出,不同的 SAR 灌溉水对土壤灌溉一次后,土壤碱化程度如下：

SAR　<4，ESP<5，对土壤无碱化威胁。对作物无影响。

SAR　4-10, ESP=5-15, 碱化可能性较小,对轻质土有一定威胁, 但由于轻质土交换量小, 土壤所含交换性钠的绝对量也较少, 所以不改良，土壤也不会严重碱化。对作物生长造成影响很微小。

SAR 10-18,ESP=15-28 ,应注意碱化问题, 长期灌溉， 对作物影响中等。要采取水质或土壤的预防性改良措施。

SAR 18-26 ,ESP=28-41 灌溉后有可能形成瓦碱, 对作物有严重影响，一定要进行水质或土壤的预防性改良。

SAR　>26 ,ESP>41, 当灌溉水的矿化度高时, 改良后的灌溉水也很难用于灌溉。

2．2．灌后土壤次生碱化度 ESP 与引起土壤次生碱化水质 C 值即电导率关系结果讨论,做出水质分级图的横坐标。

根据实验数据列表如下：

ESP	电导率	ESP	电导率	ESP	电导率	ESP	电导率
42.26	810	0	146	5.66	350	94.64	1350
3.25	140	11.98	730	0	290	64.64	730
0.83	113	2.12	279	19.37	1250	6.6	620
12.72	740	0	158	2.72	350	41.99	600
1.82	114	70.7	1320	0	270	10.77	350
0	116	23.23	430	55.12	1370	2.18	430
61.4	980	0.34	350	9.95	590	15.59	520
4.05	230	40.71	790	0	42	8.04	390
1.01	140	14.55	370	80	850	2.09	440
15.7	490	1.86	330	44.52	410	67.39	1050
1.92	200	87.5	1900	10	450	20.98	500
0	127	36.27	770	55.43	920	3.24	640
8.5	600	0	380	26.53	350		
0.54	173	38.47	950	5.44	470		

表 1. 土壤电导率与碱化度对应值

根据实验数据用计算机做成模型如下：

$$SSx=\sum x^2-\frac{(\sum x)^2}{n}=7849023.040$$

$$SSy=\sum y^2-\frac{(\sum y)^2}{n}=36157.493$$

$$SP_{xy}=\sum xy-\frac{(\sum x)*(\sum y)}{n}=444321.408$$

$$b=\frac{SP_{xy}}{SSx}=0.057$$

$$a=\bar{y}-bx=-10.178$$

$$r=\frac{SP_{xy}}{\sqrt{SSx*SSy}}=0.834$$

N=54

试验结果显示, C 值即土壤灌溉水水质电导率微姆欧/cm(μs /cm)和土壤碱化度(ESP)的相关方程为:

ESP= -10.178+0.057C

C=(ESP+10.178)/0.057

当 ESP<5, C<(5+10.178)/0.057<266.28<250μs /cm, 极低碱性极低电导率

当 ESP=5, C=(5+10.178)/0.057=266.28︾250μs /cm,

ESP=5-15 低碱性低电导率。

当 ESP=15 , C=(15+10.178)/0.057=441.72︾450μs /cm,

ESP=15-25 中碱性中电导率。

当 ESP=25 , C=(25+10.178)/0.057 =617.16︾600μs /cm ,

ESP=25-41 高碱性高电导率。

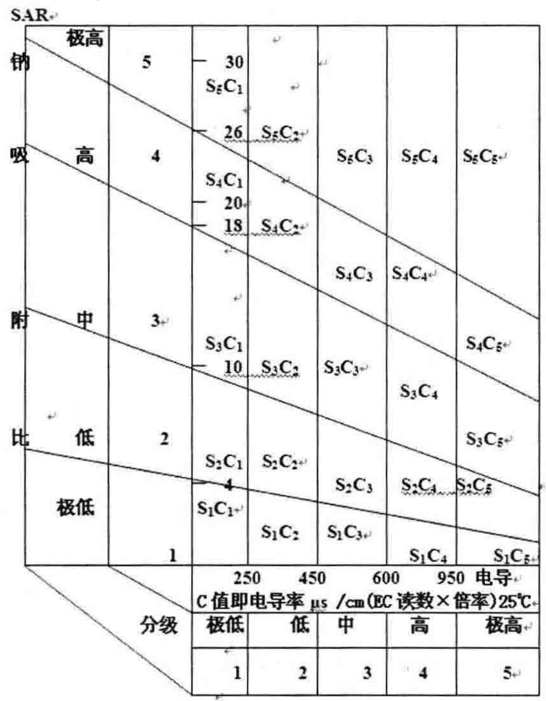
当 ESP=43 , C=(43+10.178)/0.057=932.95︾950μs /cm,

当 ESP>43 , C>(43+10.1 78)/0.057>932.95>950μs /cm, 极高碱性极高电导率。

因此,这些水质的 SAR 和 C 值即电导率微姆欧和碱化度 ESP 对应关系可做成模型如上和低矿化碱性地下水水质分级图如下。

本次试验结果和低矿化碱性地下水水质分级图和美国 Roy L.Donahue 碱性水水质分级图相同,只是多了极低和极高的分级,又因为本实验为低矿化碱性水与美国的碱性水分级有点差别,那就是因为美国做的是全国碱性水质,电导率从 100 至 2250 微姆欧,我做的是黄淮地区的低矿化碱性水, 电导率主要从 100 至 900 微姆欧电导率,这也是本实验的特点,因为在黄淮地区这样的低矿化碱性水相对较多,这较符合黄淮地区的实际。

2 3. 低矿化碱性地下水(井水)水质分级图及讨论,2.1 与 2.2 结合(纵坐标和横坐标结合)做出水质分级图如下:



低矿化碱性地下水水质分级图【黄准水质图】

从低矿化碱性地下水(井水)水质分级级图看出,左纵坐标是SAR分级:分为极低、低、中、高、极高。下部横坐标将电导率分为:极低、低、中、高、极高。这两个(指SAR和电导率 μs /cm)指标组合成 S_1C_1 、S_1C_2、等等,S 是表示 SAR(Sodium adsorption ratio),C 表示电导率(conductivity),从小到大的组合。如 S_1C_1 区是表示 SAR 和电导率 μs /cm 极低区。S_5C_5 则表示为 SAR 和电导率 μs /cm 为极高区,所谓极高区是指在低矿化范围内而言,对电导率来说极高也不如高矿化水高。

结论

在农田灌溉中,对灌溉水对土壤碱化的影响进行合理评价,要把灌溉水质和碱化度联系起来分析,更有实际意义。而土壤次生碱化的程度主要决定于灌溉水钠吸附比SAR。也就是说,灌溉水的吸附比 SAR 越高,土壤碱化度越高。另外和灌溉水残余碳酸钠 RSC 有关,残余碳酸钠 RSC 越高,土壤碱化度 ESP 越高。而残余碳酸钠 RSC 又和总碱度(CO_3^{2-} +HCO_3^-)有关,总碱度(CO_3^{2-} +HCO_3^-)越大,残余碳酸钠 RSC 越大,而总碱度(CO_3^{2-} +HCO_3^-)和水的电导率有关,也就是总碱度(CO_3^{2-} +HCO_3^-)或者说残余碳酸钠 RSC 越大,电导率越高。这样说来,土壤碱化度 ESP 和灌溉水的电导率 μS/cm 有关了,所以这个灌溉水碱性水质分级,也就是低矿化碱性水质分级,主要决定于灌溉水的吸附比 SAR 和灌溉水的 C 值即电导率 μS/cm。因此本次试验总结的低矿化碱性水质分级图,主要包含两个主要内容,一是纵坐标的灌溉水的吸附比 SAR,一是横坐标的灌溉水的 C 值即电导率 μS/cm, 见水质分级图。

参考文献:

[1].俞仁倍 杨道平 石万普 蔡阿兴,1984,土壤碱化及其防治。农业出版社。

[2].孟昭甫 俞仁倍 王遵亲, 1984。1, 碱性碱性低矿化地下水灌溉对土壤碱化的影响。土壤学报。

[3] 万洪富,俞仁培,王遵亲;黄淮海平原土壤碱化分级的初步研究[J];土壤学报;1983 年 02 期

[4].孟昭甫，1998 年第 01 期，预防土壤次生碱化的钠吸附比指标。农业管理科学。

[5].孟昭甫，1999 年第 03 期，预防土壤次生碱化的可溶钠百分率和含盐量。山东省农业管理干部学院学报。

[6]. 孟昭甫,渤海湾、莱洲湾滨海碱化土的发生与改良。农业管理科学.1991 年。

[7]. 周传槐译,尤文瑞校.农业灌溉的水质问题。土壤学进展。1979.4。

[8].Roy L.Donahue，1977， Soils An introduction to soil and plant growth。Fourth Edition。

Ⅵ。作者简介

李保国最后学历和工作:1987 年 1 月至 1989 年 12 月毕业于北京农业大学土地资源系，土壤学博士。美国土壤学会会士，现任中国农业大学资源与环境学院副院长，教授、博士生导师，教育部植物-土壤互作过程实验室副主任，中国农业大学学术委员会委员、学位委员会委员。国家教委长江学者特聘教授。

张民最后学历及工作：1989 年 7 月在中科院南京土壤研究所获理学硕士学位。1992 年赴美国肯塔基大学完成博士论文。1994 年获博士学位后，应邀去美国佛罗里达大学做博士后研究。1996 年 6 月回国后在山东农业大学博士后流动站做第二站博士后。现任山东农业大学资源与环境学院教授委员会主任、博士生导师，国家缓控释肥工程技术研究中心副主任，中国土壤学会常务理事，山东省土壤肥料学会副理事长，全国肥料和土壤调理剂标准化技术委员会委员。

孟昭甫最后学及工作：1981 年 7 月在中科院南京土壤研究所获理学硕士学位，南京土壤研究所土壤学专业研究生毕业，毕业后在山东农业大学土化系任教，2004 年为山东省农业工程学院退休教授。

[General Information]
书名=建筑　生物　环境土壤学和论文
作者=孟昭甫，张民编译
页数=419
SS号=13805964
DX号=
出版日期=2015.07
出版社=四季出版社